

Tesis de Posgrado

Evolución de pavimentos de desierto y costras superficiales en un sector del Noreste del Chubut : Su relación con las propiedades físico-químicas y micromorfológicas del suelo superficial

Bouza, Pablo José

1995

Tesis presentada para obtener el grado de Doctor en Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

Bouza, Pablo José. (1995). Evolución de pavimentos de desierto y costras superficiales en un sector del Noreste del Chubut : Su relación con las propiedades físico-químicas y micromorfológicas del suelo superficial. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Cita tipo Chicago:

http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_2803_Bouza.pdf
Bouza, Pablo José. "Evolución de pavimentos de desierto y costras superficiales en un sector del Noreste del Chubut : Su relación con las propiedades físico-químicas y micromorfológicas del suelo superficial". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 1995. http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_2803_Bouza.pdf

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS GEOLOGICAS

EVOLUCION DE PAVIMENTOS DE DESIERTO Y COSTRAS
SUPERFICIALES EN UN SECTOR DEL NORESTE DEL CHUBUT: SU
RELACION CON LAS PROPIEDADES FISICO-QUIMICAS Y
MICROMORFOLOGICAS DEL SUELO SUPERFICIAL

Realizado por: Lic. Pablo José Bouza

Director: Ing. Agr. Héctor F. del Valle

Trabajo de Tesis para optar por el título de Doctor en Ciencias Geológicas.

Diciembre, 1995

152

*a Margarita y Dolores
a mis padres, Juan y Elena
a Agustín, Alicia y Noelia*

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi agradecimiento al Ing. Agr. Héctor F. del Valle, por sus enseñanzas y dedicación en esta etapa de aprendizaje.

Al CONICET, quien me brindó la posibilidad de iniciarme en las tareas de investigación.

A la Universidad de Buenos Aires, en especial al Departamento de Ciencias Geológicas, por su seguimiento y preocupación.

Al Dr. Francisco Nullo, quien fue mi Consejero de Estudios, por su valioso apoyo en concretar este estudio desde lo académico.

Al Centro Nacional Patagónico (CONICET) y a su personal, quienes me brindaron el lugar de trabajo y la colaboración para realizar las tareas de laboratorio y gabinete.

Mi más sincero agradecimiento al grupo de trabajo del Área Científica de Ecología de Zonas Áridas del CENPAT, por su constante apoyo, paciencia y amistad.

A Darío Puebla por su asistencia en las tareas de laboratorio.

A los Lics. Alejandro Súnico y Claudia Cano por compartir todos estos años un fin común, el de crecer con el trabajo y el diálogo.

Al Ing. Agr. Mario Rostagno por su asistencia en el campo y consejos.

A la Biol. Ana María Beeskow y a Diana Aloia por su colaboración en el reconocimiento de las especies vegetales.

A la Lic. Perla Imbellone por sus valiosas enseñanzas y por su gestión para obtener las imágenes submicroscópicas SEM.

Al Servicio de Computación del CENPAT, especialmente a Renato Mazzanti, Mateo Cornejo y Loredana Pertini por su valiosa colaboración en la impresión de la Tesis.

Finalmente quiero agradecer profundamente a mi Familia por su compañía, comprensión y paciencia, como así también a todos aquellos que de alguna manera estuvieron a mi lado.

INDICE

RESUMEN,	1
1 INTRODUCCION,	4
1.1 Naturaleza del trabajo realizado,	4
1.2 Degradación de suelos,	5
1.3 La desertización en Patagonia,	7
1.4 Pavimentos de Desierto,	9
1.4.1 Generalidades,	9
1.4.2 Procesos de formación de los pavimentos de desierto,	12
1.4.2.1 La acción eólica,	13
1.4.2.2 La acción hídrica,	15
1.4.2.3 Migración de partículas gruesas hacia la superficie,	16
1.4.3 Tipos de partículas de los pavimentos de desierto,	17
1.4.4 Tipos de pavimentos de desierto,	18
1.5 Costras superficiales,	19
1.5.1 Generalidades,	19
1.5.2 Clasificación morfológica y genética de costras superficiales,	21
1.5.2.1 Costras estructurales,	22
1.5.2.2 Costras depositacionales,	25
1.5.2.3 Costras de erosión,	26
1.6 Hipótesis de trabajo y objetivos,	26
2 AREA DE ESTUDIO Y SUELOS,	29
3 MATERIALES Y METODOS,	41
3.1 Estudio de campo y diseño experimental de muestreo,	41
3.2 Tareas de laboratorio y gabinete,	42
3.2.1 Determinación de las propiedades físicas y químicas,	42
3.2.1.1 Análisis químicos,	43
3.2.1.2 Análisis físicos,	45
3.2.2 Descripción mesomorfológica del suelo superficial,	47
3.2.3 Análisis micromorfológico,	48
3.2.4 Análisis mineralógico,	49
3.2.5 Ensayos especiales de gabinete,	51
3.2.5.1 Lluvias simuladas,	51
3.2.5.2 Ensayos de congelamiento,	52
4 RESULTADOS,	53
4.1 Microrelieve, clases de condiciones y rasgos superficiales,	53
4.1.1 Clase 1,	54
4.1.2 Clase 2,	55
4.1.3 Clase 3,	55
4.1.4 Clase 4,	56

4.1.5 Clase 5,	57
4.1.6 Clase 6,	58
4.2 Descripciones mesomorfológicas,	68
4.2.1 Area de montículo, clase 1 de condición superficial,	68
4.2.2 Clase 2 de condición superficial,	68
4.2.3 Horizontes vesiculares, clases 3 y 4 de condición superficial,	69
4.3 Descripciones micromorfológicas,	73
4.3.1 Capas masivas de grano suelto,	73
4.3.2 Costras sedimentarias,	76
4.3.3 Costras estructurales vesiculares,	79
4.3.4 Parte superior del horizonte argílico,	87
4.4 Morfología de las costras reproducidas en gabinete,	100
4.4.1 Por lluvias simuladas,	100
4.4.2 Por congelamiento,	100
4.5 Mineralogía,	106
4.5.1 Fracción liviana,	107
4.5.2 Fracción pesada,	109
4.6 Propiedades físicas y químicas,	116
4.6.1 Clases de condiciones superficiales,	116
4.6.2 Horizontes vesiculares,	119
5 DISCUSION,	129
5.1 Clases de condiciones superficiales y propiedades físico-químicas: factores y variables que controlan la degradación del suelo superficial,	129
5.2 Morfología y génesis de capas y costras superficiales,	136
5.2.1 Capas masivas de grano suelto,	136
5.2.2 Costras sedimentarias,	136
5.2.3 Costras estructurales vesiculares,	137
5.2.4 Parte superior del horizonte argílico,	141
5.3 Características mineralógicas,	143
5.4 Pavimentos de desierto,	145
5.4.1 Procesos de concentración de partículas gruesas,	145
5.4.2 Tipos de partículas,	148
6 CONCLUSIONES,	149
7 BIBLIOGRAFIA CITADA EN EL TEXTO,	156
ANEXO I DESCRIPCION MICROMORFOLOGICA,	167
ANEXO II, DESCRIPCION MINERALOGICA DE LAS CLASES DE CONDICIONES SUPERFICIALES	183
ANEXO III, ANALISIS FISICOS Y QUIMICOS DE LAS CLASES DE CONDICIONES SUPERFICIALES	196

***EVOLUCION DE PAVIMENTOS DE DESIERTO Y COSTRAS
SUPERFICIALES EN UN SECTOR DEL NORESTE DEL CHUBUT: SU
RELACION CON LAS PROPIEDADES FISICO-QUIMICAS Y
MICROMORFOLOGICAS DEL SUELO SUPERFICIAL***

RESUMEN

En la Patagonia árida del Chubut existen amplios sectores de suelo desnudo cubiertos por pavimentos de desierto y costras superficiales asociadas. El estudio de estos signos de degradación edáfica superficial constituye un tema de interés para el manejo y la recuperación de los pastizales naturales. Los objetivos de este trabajo son: 1) establecer, en base a atributos superficiales fácilmente reconocibles en el campo, una clasificación de condiciones superficiales y con ello el grado de desarrollo de pavimentos y costras; 2) para cada clase de condición superficial, determinar aquellas variables físicas y químicas que controlen o no la degradación del suelo superficial; 3) determinar el posible mecanismo de formación para cada categoría de costra; 4) establecer una clasificación morfogenética de costras y capas superficiales y subsuperficiales basada principalmente en estudios micromorfológicos y en su posición microtopográfica; 5) determinar, en base a los estudios de suelos y a los rasgos morfológicos superficiales, una clasificación genética de los pavimentos de desierto.

El área de estudio, denominada Bajo de la Suerte, se encuentra ubicada a 90Km al oeste de la ciudad de Puerto Madryn. El microrelieve está dado por montículos de suelo asociados a la vegetación arbustiva que alternan con áreas de suelo desnudo, estas últimas con desarrollo de pavimentos de desierto y

costras superficiales. Los suelos del área de estudio fueron clasificados como un complejo de Natrargides típicos y Haplargides típicos y arénicos. Se identificaron al menos cuatro clases de condiciones superficiales, desde suelo intacto o de clase 1 hasta suelo con extrema degradación o de clase 4, pasando por estados intermedios. Además se observaron dos clases más, ambas relacionadas a pequeños cursos efímeros: la clase 5 definida por las formas de acumulación arenosa y la clase 6 por formas de erosión encauzada. Las clases de condiciones superficiales constituyen una secuencia espacial de deterioro de la superficie del suelo. La desagregación del suelo superficial es causada principalmente por: 1) dispersión química de las arcillas debido al elevado valor de PSI; 2) dispersión mecánica por impacto de las precipitaciones y por incremento de la presión de los poros del suelo cuando el mismo es saturado y 3) sucesivos ciclos de congelamiento-descongelamiento y/o desecación. La dispersión química de las arcillas puede tomar valores críticos de PSI al menos del orden del 10%. Las clases de condiciones superficiales fueron descriptas micromorfológicamente, definiendo las siguientes capas y costras: capas masivas de grano suelto, costras sedimentarias y costras estructurales vesiculares. Las capas masivas de grano suelto corresponden a los montículos de origen eólico de la clase 1. Las costras sedimentarias se presentan en la clase 2 e indican un microambiente de sedimentación por escurrimiento superficial. Las costras estructurales vesiculares se desarrollan en las clases 3 y 4. Las costras estructurales de la clase 3 son interpretadas como un estado inicial de formación del horizonte Av. Las cavidades y las vesículas que presentan estas costras se forman por colapso de la estructura debido a los procesos de desagregación.

El horizonte argílico en los suelos del área de estudio indica un período de mayor humedad y estabilidad que el actual ocurrido durante el Holoceno medio. Los signos de aridización creciente que presenta este horizonte son: 1) revestimientos arcillosos fragmentados por sucesivos ciclos de expansión-contracción; 2) destrucción y obliteración de revestimientos arcillosos por el crecimiento autigénico de carbonato 3) presencia de costras estructurales sobreyacentes 4) asentamiento de la estructura original; 5) relleno de grietas de desecación con material proveniente de las capas superiores.

Los pavimentos de desierto del Bajo de la Suerte son clasificados como de tipo mixto, debido a que presentan características autóctonas y alóctonas.

Los procesos de concentración de partículas gruesas que generan los pavimentos de tipo autóctonos son: 1) eliminación de partículas finas por la acción hídrica y por sucesivos ciclos de congelamiento-descongelamiento; 2) migración de gravas hacia la superficie por sucesivos ciclos de congelamiento-descongelamiento y humedecimiento-dsecación y por acreción vertical dada por el aporte de material eólico e hídrico.

La concentración y redistribución de los fragmentos gruesos por flujo laminar generan pavimentos de tipo alóctono.

1 INTRODUCCION

1.1 Naturaleza del trabajo realizado

Este trabajo ha sido realizado con el fin de obtener el título de Doctor en Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

Las tareas de investigación fueron realizadas en el marco de las Becas Internas de Iniciación y Perfeccionamiento (período 1991-1994), otorgadas al Doctorando por el CONICET, bajo la dirección del Ing. Agr. Héctor F. del Valle (investigador independiente del CENPAT-CONICET). Dicho trabajo se realizó en el Centro Nacional Patagónico (CONICET), ubicado en la ciudad de Puerto Madryn, provincia del Chubut. El estudio se llevó a cabo también como parte integral de los Proyectos PID CONICET N° 3-059900/88 *"Génesis de suelos Argides en un sector del NE de la Patagonia"* y BID CONICET N° 0005 *"Degradación de suelos áridos en el NE del Chubut: posibilidades de manejo y recuperación"*, ambos proyectos dirigidos por el Ing. Agr. Héctor F. del Valle.

1.2 Degradación de suelos

Degradación de suelos y desertificación, son términos que han sido utilizados por muchos autores como sinónimos. Mientras el primero tiene un significado claro y concreto, el segundo, en base a Le Houréou (1989, 1993), tiene al menos tres significados distintos. Para una mejor comprensión, dicho autor sugiere reemplazar la palabra **desertificación** por los siguientes términos, de acuerdo con la naturaleza de los fenómenos y procesos que ellos involucran.

1) *Degradación del suelo* es el conjunto de procesos por los cuales se reduce la capacidad del suelo para producir. En este sentido, los procesos responsables de la degradación del suelo no son exclusivos de las zonas áridas y semiáridas, sino que también ocurren en zonas húmedas tropicales y húmedas templadas. La degradación del suelo no tiene que ser necesariamente continua, pudiéndose llevar a cabo durante un período relativamente corto entre dos estados de equilibrio (FAO, 1979).

La FAO (1979), agrupó a los procesos de degradación del suelo en seis categorías: 1) erosión hídrica por impacto y salpicado de la gota de lluvia, flujo laminar y en cárcavas y varios tipos de procesos de remoción en masa* -como deslizamientos de tierra, flujos de barro y solifluxión- ; 2) erosión eólica (removilización y deposición de las partículas del suelo); 3) exceso de sales (salinización y alcalinización); 4) degradación química (acidificación

* Si bien FAO (1979) incluye dentro de esta categoría los procesos de remoción en masa, cabe aclarar que dichos procesos generan formas pero carecen de agente de transporte, actuando solamente la fuerza de gravedad; el agua participa solamente cuando socava la base de una pendiente quitándole estabilidad o por presión de poro que reduce la fuerza de fricción en un plano de debilidad, por ejemplo sobre una discontinuidad litológica.

por lavado de bases y toxicidad); 5) degradación física (cambios adversos en las propiedades físicas del suelo como porosidad, permeabilidad, densidad aparente y estabilidad estructural); 6) degradación biológica (disminución del humus por mineralización del mismo).

2) *Abandono del suelo* es cuando se produce el abandono de las tierras cultivadas, situación en que la vegetación silvestre tiende a retornar al espacio anteriormente laboreado. El éxodo de la población rural a las ciudades constituye un fenómeno social denominado *deserción*.

3) *Desertización* se refiere a la aparente degradación irreversible del suelo y del paisaje, en áreas que anteriormente poseían condiciones desérticas menos acusadas.

Según FAO (1984) los procesos naturales o inducidos por el hombre que originan la desertización son: la degradación de la cubierta natural, la erosión eólica, la erosión hídrica, la salinización, el encostramiento y la compactación del suelo, la disminución de la materia orgánica del suelo y la acumulación de sustancias tóxicas para las plantas y los animales.

Los cuatro primeros son procesos determinativos porque sus efectos están más extendidos arealmente y tienen mayor repercusión en la productividad de la tierra.

Recientemente West et al. (1994) definieron desertificación como la reducción permanente de la capacidad del suelo para producir vida. Los cambios de los componentes del suelo incluyen la reducción de la materia orgánica del suelo y la consecuente disminución de la estabilidad de los agregados. Debido a la desintegración de los agregados de la superficie del suelo, se produce el encostramiento y las tasas de infiltración son

disminuidas. West (1991), citado por West et al. (1994), definió dos procesos paralelos denominados *xerificación* y *distroficación*.

1) *Xerificación* se refiere a la aridización natural de toda una región, como la ocurrida a partir del post-Mioceno en el oeste de los Estados Unidos (West et al. (1994) o en la Patagonia extrandina (Soriano et al., 1987). Los factores antrópicos, tales como el sobrepastoreo, la construcción de caminos y rutas y la polución, entre otros, tienden a reducir la vegetación y por lo tanto acentúan las condiciones de aridez. Como consecuencia de la disminución de la cobertura vegetal y del crecimiento de las plantas, se produce una pérdida de la materia orgánica y de la estabilidad de los agregados del suelo. La erosión eólica e hídrica son acentuadas produciendo una disminución en los niveles de producción y en el ciclo de nutrientes.

2) *Distroficación* se refiere a la disminución de la profundidad y de la fertilidad de las tierras altas debidas a la reducción del aporte biológico y al incremento de los procesos de erosión y descomposición. Rasgos como reducción de la producción del suelo, horizontes B restrictivos, acumulaciones arenosas y exposiciones de rocas, han sido dejados atrás. En este caso se llegaría a condiciones de aridez edáfica, donde la degradación es máxima e irreversible, reduciendo la disponibilidad del agua y de nutrientes para las plantas.

1.3 La desertización en Patagonia

En la Patagonia árida y semiárida, la degradación del suelo, está causada principalmente por la acción antrópica, manifestada -en orden de importancia- por el sobrepastoreo (extracción de especies palatables y pisoteo), el

subpastoreo, los incendios y la extracción de leña (Castro, 1983; Soriano y Movia, 1986).

Otros factores antrópicos a tener en cuenta son las obras ingenieriles en general: caminos y senderos en establecimientos petroleros, desmonte y eliminación de médanos fijos para la expansión urbana y construcción de infraestructura para recreación en las áreas costeras, construcción de represas, etc.

Como consecuencia de todas o algunas de estas causas, se produce la reducción de la cubierta vegetal y por lo tanto disminuye la resistencia natural del suelo ante la agresividad climática. Esta última se caracteriza en las regiones áridas por la variabilidad interanual de las precipitaciones, las cuales se correlacionan espacialmente con la intensidad de la degradación. Dicha variabilidad es expresada por el parámetro gama, que está definido por la siguiente ecuación:

Parámetro gama = x^2/S^2 , donde x es la precipitación media anual y S es la desviación estándar del promedio anual (Mosiño-Aleman y García, 1980, en Beeskow et al. 1987).

Debido a la eliminación parcial o total de la vegetación y ante el impacto de las precipitaciones sobre el suelo desnudo, se produce la desagregación del mismo y posterior remoción de sedimentos finos por agua y/o viento. Estos factores serían los responsables de la degradación del horizonte edáfico superficial y de la formación de pavimentos y costras superficiales (Castro, 1983; Rostagno y del Valle, 1988; Rostagno et al., 1991, Videla y Rostagno, 1993; del Valle, 1993).

La degradación física del suelo -según FAO (1984)- resulta de procesos y

condiciones que han provocado cambios adversos tanto en la estructura como en la pérdida de la porosidad efectiva de los mismos. De estos procesos es el resultado de la formación de suelos cementados y duros, costras superficiales y capas subsuperficiales compactadas. Como consecuencia disminuye la tasa de infiltración y se incrementa el escurrimiento superficial. Ante la disminución del agua disponible del suelo, se produce el deterioro de los renuevos vegetales y el impedimento de la emergencia de plántulas y de la penetración de raíces. La disminución de la porosidad por cementación puede ser ocasionada por acumulaciones calcáreas, de yeso, de óxidos de hierro o de sílice (Uehara y Jones, 1974). La compactación subsuperficial puede ser causada por el impacto de la caída de la gota de lluvia sobre el suelo desnudo (McIntyre, 1958a y b) y por la presión ejercida -como es el caso de Patagonia- por el pisoteo del ganado ovino.

El estudio de los pavimentos de desierto y costras superficiales ha sido de gran interés para la recuperación de áreas degradadas. Tanto la presencia de estos signos, como su extensión y grado de desarrollo, fueron considerados, entre otros, como elementos de juicio para evaluar la degradación del suelo (FAO, 1979, 1984).

1.4 Pavimentos de Desierto

1.4.1 Generalidades

Los pavimentos de desierto son rasgos geomorfológicos superficiales comunes en los desiertos cálidos del mundo, aunque también se los encuentran en zonas montañosas, árticas y periglaciales. Se definen como superficies de suelo desnudo, constituidas por intrincados mosaicos de

partículas gruesas angulares y redondeadas, las cuales pueden estar asentadas o inmersas en la matriz fina del suelo que subyace (Cooke, 1970).

La mayoría de los pavimentos de desierto se desarrollan sobre superficies casi planas o con pendientes muy suaves como abanicos aluviales, bajadas y terrazas fluviales, en cuyos depósitos coexisten granulometrías de distinto tamaño (Cooke y Warren, 1973). En otros casos los pavimentos de desierto pueden desarrollarse sobre afloramientos rocosos meteorizados que aportan fragmentos gruesos en la superficie los cuales son luego redistribuidos por el escurrimiento superficial (Williams y Zimbelman, 1994).

Estas superficies de erosión pueden variar desde el orden del metro cuadrado a varias decenas de hectáreas. La variabilidad espacial dependerá de la naturaleza y extensión del suelo, del tipo de material parental y de la intensidad de los procesos de concentración de partículas gruesas (Cooke y Warren, 1973, Castro, 1983; Williams y Zimbelman, 1994).

En los desiertos cálidos del mundo los pavimentos de desierto se encuentran ampliamente distribuidos, recibiendo diversos nombres locales, como ser: "Gibber plains" o "stony mantles" en Australia; "hammada", "reg" y "serir" en el norte y centro este de Africa; "gobi" o "saï" en Asia Central y pavimento de desierto, pavimento de erosión o pavimento pedregoso en los EEUU (Cooke, 1970 y Cooke y Warren, 1973).

El término "gibber" fue utilizado por Ollier (1963), citado por Bloom (1978) para pavimentos de desierto, donde la concentración de fragmentos rocosos en superficie es debida a la fractura ocasionada por la expansión y contracción térmica.

"Hammada" es un término árabe, que se refiere a una superficie casi

plana, constituida por una capa compacta de fragmentos angulosos. La composición de la "hammada", dependerá de la naturaleza de la roca madre que subyace (Sharon, 1962).

"Reg", hace referencia a la concentración de gravas o depósitos de "lag", debido a la eliminación de las partículas finas por la acción eólica. Cuando los fragmentos rocosos superficiales se encuentran estrechamente unidos, el pavimento de desierto recibe el nombre de "serir" (Fairbridge, 1968). Según Sharon (1962) una distinción entre "hammada" y "serir" se fundamenta en que este último se caracteriza por presentar partículas superiores a los 6 cm de diámetro y que las mismas se encuentran redondeadas por el transporte.

En la Patagonia extrandina, Castro (1983) distinguió dos tipos de pavimentos basándose fundamentalmente en la extensión, forma e intensidad de la erosión. De acuerdo a esto, denominó -para un estado inicial de erosión- pavimento de desierto a sectores de suelo de superficies gravosas, dentro del pastizal, con formas irregulares y extensiones que varían entre 1 a 10 m². Se formarían por desplazamiento de los materiales del suelo y no hace referencia si el mismo es causado por la erosión eólica o hídrica. En un estado avanzado de erosión, este autor denominó pavimento de erosión, a la superficie de suelo desnudo determinada por el avance del médano o colonia de médanos. Su forma es alargada, con bordes paralelos, ocupando una superficie superior a la hectárea. Dentro del área afectada por el avance de las formas dunarias, este pavimento de erosión puede ser clasificado en tres categorías: 1) *pavimento de erosión de clase A* es aquel que se ha formado en el sector donde se originó el médano; 2) *pavimento de erosión de clase B* es el que

ocupa el lugar inmediatamente posterior al de la clase A, distinguiéndose por la falta total de vegetación viva; el material suelto es transportado por el viento hacia el frente de avance y 3) *pavimento de desierto de clase C*, corresponde al sitio inmediatamente anterior a la cabeza activa del foco de erosión y se caracteriza por la presencia de una capa superficial de hasta 10 cm de espesor de material suelto.

1.4.2 Procesos de formación de los pavimentos de desierto

De acuerdo con Cooke (1970), los procesos de formación de pavimentos de desierto son los de concentración de partículas y los de desintegración superficial. Anteriormente, Sharon (1962) propuso -para la formación de pavimentos del Desierto de Negev, Israel- un origen eluvial por desintegración de rocas y por consiguiente, se formaría un suelo por debajo de los detritos.

En este sentido una visión más reciente sobre la evolución de pavimentos de desierto, denominada modelo del manto acrecional, fue propuesta por Wells et al. (1985) y McFadden et al. (1987) para pavimentos desarrollados sobre flujos basálticos en el Desierto de Mojave, California. Los pavimentos de desierto en este ambiente se formarían en la superficie debido a dos procesos: 1) depositación coluvial de clastos de basalto provenientes de las partes más altas dentro de las depresiones topográficas con rellenos de limos eólicos y 2) separación y elevación de clastos desde el lecho rocoso causada por la acumulación de partículas finas en fracturas y a lo largo de la superficie rugosa del flujo lávico. El pavimento se mantiene en la superficie conforme se desarrollan debajo de ellos suelos acumulados en

respuesta de la incorporación de arcillas y limos eólicos provenientes desde los materiales finos depositados en la superficie. El origen de los fragmentos del pavimento es debido a la meteorización mecánica del afloramiento rocoso causado principalmente por cambios volumétricos debidos a: 1) crecimiento de cristales de sales de origen eólico acumuladas en las grietas y 2) expansión y contracción de arcillas (Cooke y Warren, 1973). Estos cambios volumétricos fortalecen aún más el fracturamiento y desplazan vertical y lateralmente los fragmentos rocosos.

En general la concentración de partículas gruesas en superficie puede estar determinada por distintos procesos que actúan en conjunto, aunque es común que predomine alguno de ellos según sea el caso. Estos procesos fueron mencionados y estudiados en la literatura tradicional por diversos autores como Springer (1958), Sharon (1962), Cooke (1970) y Williams y Zimbelman (1994) entre otros. La concentración de partículas gruesas en superficie puede ser producida por: a) eliminación de partículas finas por la acción eólica; b) eliminación de partículas finas y concentración de las gruesas por erosión hídrica; c) migración de gravas hacia la superficie por procesos de ciclicidad como congelamiento y descongelamiento, disolución y recristalización alternada de sales y ciclos de saturación y desecación.

1.4.2.1 La acción eólica

El movimiento del suelo por la acción eólica depende fundamentalmente de dos grupos de factores: los que son propios del suelo y los climáticos. Los primeros están dados fundamentalmente por las características internas (textura, contenido de sales, grado de estructuración, etc.) y externas del

suelo (rugosidad de la superficie y la cobertura vegetal principalmente). Los factores climáticos son la velocidad, frecuencia, intensidad y dirección predominante de los vientos y las precipitaciones.

Con respecto a la naturaleza del suelo, éstos son más susceptibles a ser deflacionados, si son arenosos y si carecen de estructura. Las partículas limo-arcillosas son muy frecuentes en los suelos de las regiones áridas y se las encuentran como agente cementante, formando una delgada y relativamente resistente e impermeable costra. Esta costra superficial, junto al pavimento de desierto protege las capas subyacentes de la erosión eólica. Otros agentes cementantes que intervienen en la cohesión son la materia orgánica y las sales. Además de la cohesión, las partículas finas resisten a la acción del viento, debido a que son tan pequeñas que no sobresalen a la capa de aire laminar y viscosa cerca de la superficie del suelo (Chepil, 1945). Los limos y las arcillas son puestas en movimiento por los impactos de los granos de arena movidos por el viento. La susceptibilidad del suelo a ser deflacionado disminuye también con el contenido de humedad equivalente (Bisal y Hsieh, 1966).

Para algunas de las condiciones edáficas mencionadas, la cantidad de suelo que deberá ser deflacionada dependerá de la velocidad del viento. La rugosidad de la superficie afecta dicha velocidad, variándola con la altura. Schwab et al. (1981), citado por Hudson (1982) determinaron la cantidad de suelo removido por deflación, de acuerdo a la siguiente expresión:

$S = (V - V_o)^3 d^{0.5}$, donde, S: cantidad de suelo deflacionado, V: velocidad del viento, V_o : velocidad del viento mínima que puede mover la partícula de un tamaño determinado (velocidad umbral) y d: diámetro de la partícula.

El movimiento de las partículas del suelo por la acción eólica puede ser por suspensión, saltación y reptación. La Figura 1 muestra la relación entre la distribución de tamaño de partícula con el tipo de movimiento (Hudson, 1982). La saltación es la forma más importante de movimiento y se ocasiona por una serie de saltos bajos sobre la superficie. El mayor movimiento de partículas se da en aquellas entre 0,1 y 0,15 mm de diámetro, que según Chepil (1945), poseen una velocidad umbral mínima (aproximadamente entre 13 y 14,5 Km/h).

El reptaje se produce para las partículas mayores, las cuales son rodadas a lo largo de la superficie del suelo, empujadas por la fuerza del viento o por otras partículas en movimiento.

1.4.2.2 La acción hídrica

La concentración de fragmentos gruesos por la acción hídrica se debe fundamentalmente a la eliminación de partículas finas desprendidas de la superficie del suelo por impacto y salpicado de la gota de lluvia y al posterior lavado por escurrimiento superficial.

Según Smith y Wischmeier (1962), citados por Branson et al. (1981), consideran que hay cuatro factores y sus interrelaciones, que son determinantes básicos o reguladores de las tasas de erosión causadas por las precipitaciones: 1) el clima (principalmente precipitación y temperatura); 2) el suelo (en lo referido a su resistencia a la dispersión química y física y a sus tasas de infiltración); 3) la topografía (fundamentalmente inclinación y longitud de la pendiente) y 4) la cobertura vegetal (viva o muerta). El agua, por flujo laminar, puede además mover, seleccionar e incluso agregar o

remover partículas gruesas sueltas, como fuera observado por Cooke (1970) y Williams y Zimbelman (1994).

1.4.2.3 Migración de partículas gruesas hacia la superficie

La falta de fragmentos gruesos en la parte superior del suelo de los pavimentos, sugiere que los fragmentos gruesos hayan migrado hacia arriba por procesos de alternancia como el congelamiento y descongelamiento, disolución y recristalización de sales y saturación y desecación.

La migración de fragmentos gruesos hacia la superficie por congelamiento fue ampliamente observado y demostrado por numerosos autores, entre los más importantes se encuentran los trabajos de Kaplar (1965), citado por Van Vliet-Lanoë (1985), Inglis (1965) y Corte (1966). El mecanismo consiste en que el congelamiento desde arriba de la matriz del suelo, alcanza la base de un fragmento grueso, éste sufre un levantamiento a causa de la expansión de la suspensión del suelo congelada. Como consecuencia se produce una cavidad debajo del fragmento que puede ser rellena con material todavía no congelado o pueden segregarse cristales de hielo capaces de empujar aún más dicho fragmento. Con el descongelamiento, también de arriba hacia abajo, la suspensión de suelo en agua desciende por la contracción, mientras el fragmento es soportado desde abajo por la suspensión congelada. El efecto neto de ambos movimientos del plano de congelamiento es que el fragmento se mueva hacia arriba a través de la suspensión.

La migración también puede deberse al proceso de disolución y recristalización alternada de sales. Este proceso es similar al de congelamiento y descongelamiento, con la diferencia, además de producirse por encima de

los 0°C, que en lugar del plano de congelamiento, se desarrolla un plano de desecación (Cooke, 1970).

La expansión y contracción de suelos con ciertos contenidos de arcillas de látices expansibles, es característica de las zonas con climas contrastantes. Dicho proceso puede también ser responsable de la migración de gravas hacia la superficie. Springer (1958) sugirió que durante el hinchamiento del suelo, los fragmentos gruesos son levantados levemente. Cuando el suelo se contrae durante la desecación, se producen grietas alrededor del grano y dentro del suelo. Debido a su mayor tamaño el clasto no cae dentro de la grieta, siendo ésta rellena con material fino de lavado. El efecto neto es un desplazamiento hacia arriba del fragmento grueso.

1.4.3 Tipos de partículas de los pavimentos de desierto

En cuanto al tipo de partícula, Cooke (1970), distinguió en pavimentos de desierto de California y del norte de Chile, dos tipos: primarias y secundarias. Las primeras corresponden a las partículas gruesas similares a las que se encuentran en los materiales que subyacen. Las segundas son las partículas que derivaron de las primarias a partir de procesos de desintegración superficial. Los tres principales tipos de partículas secundarias son: artefactos, fragmentos rajados o partidos ("split fragments") y desintegrados granulares ("granular disintegrates").

Los artefactos consisten en núcleos de rocas silíceas y/o de grano muy fino (por ejemplo calcedonia y basalto) que han sido o no trabajados y desechos de talla. En Patagonia, en los depósitos de "serir" que se encuentran entre las formas dunarias de la Península Valdés, es común encontrar

artefactos, producto de la actividad de asentamientos aborígenes. En este mismo ambiente, en el extremo suroeste del Golfo San José, se encuentran, además de restos líticos, restos malacológicos y huesos de vertebrados, que constituyen el material grueso del depósito de "serir" (Gómez Otero, 1994).

Los fragmentos rajados corresponden a aquellos que se encuentran sobre o adyacentes a una partícula del mismo tipo de roca, indicando que derivó de ella.

Los desintegrados granulares se definen como cristales o grupos de cristales derivados del fragmento parental de una roca cristalina ígnea, generalmente de grano grueso, que ha sido sometida previamente a una meteorización química.

Los fragmentos gruesos que componen los pavimentos de desierto pueden presentar características superficiales que evidencien cierta estabilidad durante considerables períodos de tiempo. Dichas características están dadas por barnices de desierto y ventifactos. Los primeros consisten en patinas brillantes de óxidos de hierro y manganeso. Los ventifactos se componen de partículas gruesas con caras facetadas, producto de la acción abrasiva del viento.

1.4.4 Tipos de pavimentos de desierto

De acuerdo al área de aporte del material grueso, Cooke y Warren (1973), distinguieron entre pavimentos de desierto autóctonos, es decir aquellos formados en el lugar, de pavimentos alóctonos, formados por la incorporación de partículas gruesas desde otro lugar de origen. Los primeros son los más comunes y se desarrollan sobre suelos que generalmente carecen

de material grueso en los primeros centímetros de profundidad. Esta ausencia es causada probablemente por la migración de gravas hacia la superficie por los procesos antes mencionados. Sin embargo, aunque este rasgo es común, la distribución de partículas gruesas puede variar de ser uniforme a través de todo el perfil, a situaciones de extrema variabilidad.

Los pavimentos de desierto alóctonos se desarrollan en materiales sin desarrollo de suelo y pueden ser producidos sobre superficies relativamente inestables por procesos superficiales.

1.5 Costras superficiales

1.5.1 Generalidades

Las costras físicas superficiales se presentan en un amplio rango de suelos francos y arenosos desde climas templados a tropicales húmedos y áridos (Valentin y Bresson, 1992). Se caracterizan por presentar mayor resistencia y compactación y por lo tanto menor tasa de infiltración, que el suelo subyacente (McIntyre, 1958a y b). Con la disminución de la tasa de infiltración, se restringen el porcentaje de absorción de agua, la iluviación, la aireación interna y la actividad microbiológica, favoreciendo al escurrimiento superficial y a la erosión hídrica.

El encostramiento edáfico superficial ha sido estudiado bajo distintos enfoques de acuerdo a la línea de investigación con que se aborde.

Desde el punto de vista físico-químico, varios autores han realizado sus experiencias determinando las variables más significativas que controlan la formación de costras, en relación a las condiciones climáticas y antrópicas, como el impacto y salpicado de las precipitaciones, el escurrimiento

superficial y la irrigación artificial (Hillel, 1960; Hillel y Gardner, 1969; McIntyre, 1958 a y b; Moore y Singer, 1990 y Singer, 1991).

Desde el punto de vista micromorfológico, se han estudiado los posibles mecanismos de formación de costras lo cual ha permitido determinar una clasificación genética y morfológica de las mismas (Chen et al, 1980; Valentin, 1981; Valentin y Figueroa, 1987; Múcher et al., 1988 y Arshad y Mermut, 1988). En el punto 1.5.2 se describirán los tipos morfológicos más importantes recopilados por Valentin y Bresson (1992).

Para el estudio estructural de costras, se han realizado mediciones micromorfométricas del espacio poral, utilizando el análisis digital de imágenes (Figueira y Stoops, 1983; Valentin, 1991).

El estudio del encostramiento superficial -ya sea desde el punto de vista físico-químico y micromorfológico- se ha utilizado para caracterizar y posteriormente evaluar, las condiciones del pastizal natural en regiones áridas. Esto se debe a que en épocas de sequía, la medición de la biomasa y del valor pasturil de la vegetación no siempre indican condiciones favorables de productividad (Smith, 1979).

Tongway y Smith (1986), citados por Greene y Tongway (1989), han desarrollado un método para evaluar la productividad potencial, basado en las propiedades del suelo. Estos autores caracterizaron la condición del pastizal natural, dentro de un rango de clases de estabilidad edáfica. Para la determinación de dichas clases se basaron en atributos morfológicos externos que deben ser fácilmente reconocidos en el campo. Entre ellos, la identificación de distintos tipos de costras superficiales ha sido de gran ayuda para establecer clases de condiciones superficiales en áreas muy deterioradas

(Eckert et al., 1986; Múcher et al., 1988 y Greene y Tongway, 1989).

Casenave y Valentin (1989), citados por Valentin (1991) han demostrado -mediante estudios de las propiedades hidráulicas en suelos áridos del oeste de Africa- que la presencia de costras con estructura vesicular puede ser usada como criterios de identificación de áreas con muy baja tasa de infiltración.

Recientemente, ante la problemática del cambio global, West et al. (1994) han considerado la identificación de las costras vesiculares como uno de los rasgos estructurales más sensibles ante un cambio climático a condiciones más áridas.

En la Patagonia extrandina, varios autores realizaron la descripción del encostramiento edáfico superficial como Ferrer (1978), Laya et al. (1979) y Laya (1980), todos ellos citados por Figueira (1984).

Figueira (1982) describió detalladamente la macro y micromorfología de un horizonte vesicular en un sector del norte de Patagonia, donde ha incluido técnicas micromorfométricas para su estudio.

1.5.2 Clasificación morfológica y genética de costras superficiales

En base a los mecanismos de formación, Chen et al. (1980) mencionaron básicamente dos tipos de costras denominadas estructurales y depositacionales. Las primeras son formadas por la desagregación del suelo superficial debido al impacto de la gota de lluvia, donde las partículas de suelo son reordenadas "in situ", sin evidencias de un movimiento lateral. Las costras depositacionales en cambio son formadas por la translocación de partículas y su posterior depositación a cierta distancia.

Arshad y Mermut (1988) sugirieron utilizar el término disruptional

(ruptura brusca) en lugar de estructural, debido a que se forman por disrupción de la estructura; así como sedimentacional en lugar de costra depositacional ya que este término había sido usado para explicar la migración vertical de partículas finas a través de la misma costra y del suelo subyacente (McIntyre, 1958a). Agregan estos autores un tercer tipo de costra denominada costra laminar compuesta por recubrimientos de arcillas fuertemente orientadas que sellan la superficie del suelo.

Sobre la base de estudios previos, Valentin y Bresson (1992), realizaron una clasificación de costras de amplio rango textural y climático. Para la distinción de cada tipo morfológico, se basaron fundamentalmente en el arreglo, microestructura, grado de selección de partículas y porosidad. Básicamente encontraron tres grupos principales de costras, denominadas: estructurales, depositacionales y erosionales. A continuación se darán algunas de las propiedades más importantes de cada tipo de costras y la relación de éstas en una secuencia temporal y espacial de muestreo (Fig. 2).

1.5.2.1 Costras estructurales

Costra por desagregación ("slaking crusts"): consisten en una delgada capa de material apedal entre 1 a 3mm de espesor, cuyas cavidades están débilmente interconectadas. En suelos de textura franca, estas costras se formarían por destrucción de agregados causado por la compresión del aire entrampado ante la saturación del suelo o por microfracturamiento ocasionado por fenómenos de contracción y expansión. Estos procesos de desintegración son favorecidos cuando el suelo está inicialmente seco (Le Bissonnais et al., 1990).

Costras por relleno ("infilling crusts"): son costras de 2 a 5mm de espesor y

consisten en granos de limos que rellenan los poros entre-agregados (huecos de empaquetamiento compuestos), lo cual induce a una disminución de la tasa de infiltración y a un crecimiento en la cohesión. Estas costras se forman bajo una erosión lenta de los agregados superiores y por la subsecuente iluviación de los limos que han sido separados. La erosión se produce por el impacto de una lluvia de baja intensidad sobre un suelo inicialmente húmedo.

Costras por coalescencia ("coalescing crusts"): son costras más gruesas (3- > 15mm), presentan una porosidad moderada, con poros que aumentan su convexidad hacia la superficie. Estos huecos se forman por la compactación debido a la coalescencia de agregados. El proceso ocurre en suelos húmedos bajo precipitaciones de alta intensidad. Los excrementos de lombrices pueden producir este tipo de costras, cuando al momento de su formación se produce una fuerte lluvia.

Costras por tamizado ("sieving crusts"): se desarrollan en suelos arenosos bajo condiciones climáticas tropicales. En su estado más avanzado de formación, este tipo de costra presenta tres capas texturalmente bien diferenciadas. La capa superior está compuesta por las partículas más gruesas, la capa media por partículas de grano fino densamente empaquetadas, con poros vesiculares y la capa inferior o plásmica, posee las partículas más finas y porosidad reducida. Estas costras fueron definidas anteriormente por Valentin (1991), quien las denominó pavimento de filtración. En una secuencia temporal de muestreo, estas costras se forman primero como resultado del impacto de la gota de lluvia, el cual produce microcráteres. La diferenciación textural dentro de la costra es el resultado de un tamizado mecánico de las partículas, donde las más finas son depositadas en

profundidad. Además la migración de las arcillas a través de la capa superior de granulometría más gruesa es favorecida por el agua de percolación, formando luego la capa inferior plásmica.

Una forma particular de estas costras fue denominada *costra de pavimento grueso* ("coarse pavement crust"). Están asociadas a pavimentos de desierto, donde las partículas gruesas se encuentran inmersas en la costra. Se caracteriza por presentar una estructura vesicular dominante, principalmente debajo de las gravas. Este tipo de costra aparece en general en las zonas áridas y semiáridas y fue descrita por Springer (1958), quien la denominó *horizonte vesicular* (Av). Dicho autor sugiere que la formación de vesículas es debida principalmente al entrapamiento de aire en la superficie del suelo por el colapso estructural. Miller (1971) ha mostrado que sucesivos ciclos de humectación-dsecación producen primero una estructura laminar y que luego sobre los planos de debilidad se formarían las vesículas por presión capilar durante el humedecimiento. Contrariamente, Figueira (1984) ha demostrado experimentalmente que las fisuras que determinan la estructura laminar, son formadas por la interconexión de vesículas que han sido previamente formadas por el entrapamiento del aire.

La formación de vesículas no es exclusivo de las condiciones naturales de los ambientes templados. Bunting (1977) sugirió que las vesículas se forman por el aire expelido durante el congelamiento. Dicho autor propuso además que las cavidades irregulares estarían más relacionadas a la deshidratación del suelo y a la migración del aire debido a la succión ocurrida durante el congelamiento. Por otro lado, Van Vliet Lanoë (1985) reconoce que si bien se produce el entrapamiento del aire entre los cristales de hielo,

el mismo no sería suficiente para explicar el volumen total de las vesículas. Este autor propone que -en suelos de textura francas y limosas susceptibles a congelamiento- es común la formación de vesículas que resultan de la expulsión del aire confinado por el colapso de la estructura provocado durante el descongelamiento.

1.5.2.2 Costras depositacionales

Costras depositacionales por escurrimiento superficial (runoff depositional crusts): se componen de una capa microestratificada de material apedal. Se producen por escurrimiento superficial, donde la separación entre partículas finas (plasma) y gruesas (esqueleto) se presenta por una alternancia de microestratos del orden del milímetro de espesor. Estas costras generalmente sobreyacen a una costra estructural.

Costras por decantación (Still depositional crusts): se forman en áreas de anegamiento y consisten en partículas bien seleccionadas y densamente empaquetadas, las cuales aumentan su tamaño en profundidad.

Las costras depositacionales generalmente están compuestas de una combinación de costras por escurrimiento superficial y por decantación. Sus características micromorfológicas como la microestratificación, la selección, el empaquetamiento y orientación de las partículas finas y gruesas, están relacionadas con sus características hidrodinámicas de sedimentación (Valentin, 1981).

1.5.2.3 Costras de erosión

Se componen de una delgada, muy lisa y compacta capa de partículas finas. Los huecos se restringen a algunas grietas y vesículas. Estos sellos superficiales se forman a expensas de las costras estructurales, primero en las partes más altas del microrelieve, para luego expandirse sobre la superficie.

1.6 Hipótesis de trabajo y objetivos

Si bien existen numerosos trabajos acerca del deterioro edáfico superficial, los estudios sobre morfogénesis y variables físico-químicas del suelo que controlan la degradación y la formación de pavimentos y costras en ecosistemas áridos del noreste del Chubut, son escasos.

Las hipótesis de trabajo para este estudio están planteadas de acuerdo a las siguientes situaciones:

1) Los pavimentos de desierto comprenden uno de los rasgos morfológico más típicos de las regiones áridas y semiáridas de la Patagonia. Su presencia y grado de desarrollo constituye un criterio de evaluación de la degradación del suelo.

Hipótesis 1: en suelos donde coexisten granulometrías de distinto tamaño, el tipo de pavimento y la concentración de partículas gruesas en superficie, están fuertemente controladas por las propiedades del suelo, debido a: a) controlan los procesos de degradación ante los agentes climáticos y b) hacen efectivo los procesos de ciclicidad o de alternancia, responsables de la migración de gravas hacia la superficie.

2) En la Patagonia árida y semiárida del Chubut, existen amplios sectores de suelo desnudo, generalmente cubiertos por pavimentos y costras

superficiales asociadas. La formación de estas últimas, constituye una restricción severa para el desarrollo de la vegetación nativa debido a que son más resistentes y poseen más baja conductividad hidráulica que el suelo subyacente.

Hipótesis 2: las propiedades del suelo superficial gobiernan los procesos de formación de costras y capas superficiales ante la agresividad climática. El predominio de alguna/s de sus variables determinan el tipo y el grado de desarrollo. Para cada categoría de costras y capas, la micromorfología caracteriza, entre otros aspectos, los procesos pedogenéticos, degradacionales físicos (colapso estructural), erosivos y agradacionales que ellas involucran.

El aporte científico y técnico para esta Tesis Doctoral está planteado de acuerdo a los siguientes objetivos:

- 1- *Establecer, en base a atributos superficiales (de la vegetación, del suelo y de la microtopografía) fácilmente reconocibles en el campo, una clasificación de condiciones superficiales y con ello el grado de desarrollo de pavimentos y costras.*
- 2- *Para cada clase de condición superficial, determinar aquellas variables físicas y químicas que controlen o no la degradación del suelo superficial.*
- 3- *Determinar el posible mecanismo de formación para cada categoría de costra.*
- 4- *Establecer una clasificación morfogenética de costras y capas superficiales y subsuperficiales basada principalmente en estudios micromorfológicos y en su posición microtopográfica.*
- 5- *Determinar, en base a los estudios de suelos y a los rasgos morfológicos superficiales, una clasificación genética de los pavimentos de desierto.*

Figura 1: Relación del tamaño de partícula con el tipo de movimiento por acción eólica (Tomado de Hudson, 1982).

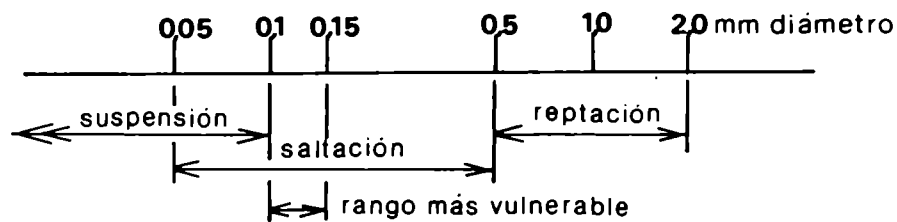


Figura 2: Representación esquemática del encostramiento edáfico en una secuencia temporal y espacial en suelos francos y arenosos (Tomado de Valentin y Bresson, 1992).

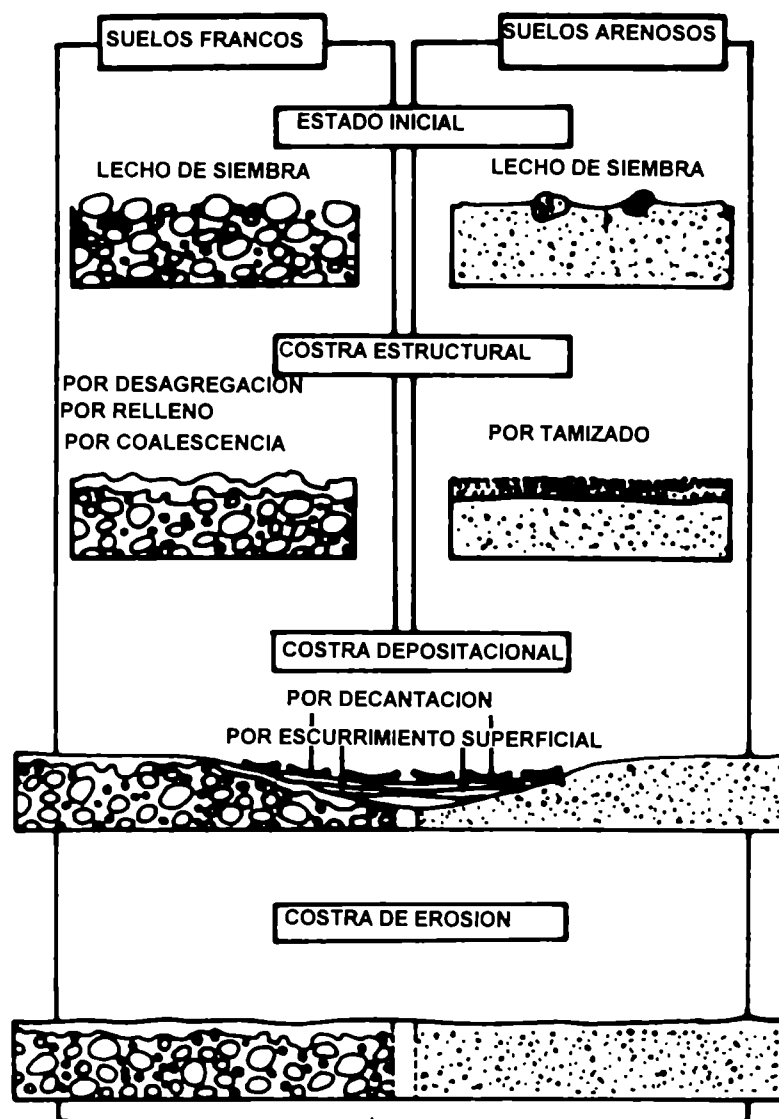


FIGURA 2

2 AREA DE ESTUDIO Y SUELOS

Para realizar el presente trabajo se eligió un sector del noreste del Chubut, denominado localmente como El Bajo de la Suerte, donde el grado de deterioro del suelo es de medio a muy grave (del Valle et al., 1995). El área de estudio se encuentra ubicada a 90 Km al oeste de la ciudad de Puerto Madryn ($42^{\circ}42'$ S y $66^{\circ}10'$), sobre la ruta provincial N° 4, en las proximidades de la localidad denominada Sierra Chata (Fig. 3).

En la comarca los suelos fueron clasificados como Salortides y Haplargides arénicos dominantes, formando complejos de suelos con Calciortides típicos (del Valle, 1978; Salazar Lea Plaza et al., 1990). En el área delimitada para el presente estudio, los suelos fueron clasificados como un complejo de Natrargides típicos y Haplargides típicos y arénicos (Súnico et al., 1993b), que alternan en algunos sectores con Torriortentes típicos. De los dos primeros, se presentan con modificaciones realizadas para este trabajo, las descripciones y los datos analíticos de dos perfiles muestreados en el mes de noviembre de 1991 (Tablas 1-4). La Figura 4 representa una sección transversal integrada de los suelos y del microrelieve asociado. La descripción y clasificación de suelos fue realizada siguiendo las normas establecidas por el "Soil Survey Staff" (1992).

Regionalmente la comarca se sitúa en una depresión tectónica ubicada a una altitud de 137 m snm. La forma del terreno que circunda a los perfiles es plana a suavemente ondulada.

La vegetación dominante corresponde a una estepa arbustiva constituida principalmente -en orden de abundancia- por *Atriplex lampa*, *Chuquiraga*

avellanadae, *Larrea divaricata*, *Lycium ameghinoi*, *Prosopis alpataco*, *P. denudans*, *Cyclolepis genistoides*, *Verbena aff. alatocarpa* y *Bougainvillea spinosa*.

Como vegetación subarborescente (es decir, la yema de renuevo se encuentra hasta los 25 cm de altura), se identificaron la *Nassauvia ulicina* y *Acantholippia seriphioides*. Entre las geófitas (la yema de renuevo se encuentra en el subsuelo), se observó la *Hoffmanseggia sp.* Las herbáceas están representadas por *Stipa speciosa*, siguiendo en importancia las anuales, como *Schisnus barbatus*, *Erodium cicutarium* y *Plantago patagonica*. La cobertura vegetal varía aproximadamente entre 20 y 60%.

El clima en la zona es templado árido. Los datos climáticos fueron estimados por De Fina et al. (1968) en la localidad de Sierra Chata. En el Bajo de la Suerte, para los años 1975/76 y 1979, las temperaturas medias fueron estimadas por Coronato (com. personal). En la Tabla 5 se resumen algunas de las variables climáticas más importantes.

El régimen de temperatura y humedad de los suelos es méxico arídico y según el índice de aridez la zona es árida inferior de acuerdo al valor de la relación $P/ETP < 0,20$, siendo P, precipitación media anual y ETP, evapotranspiración media anual (UNESCO, 1977, en Beeskow et al., 1987).

Los suelos fueron desarrollados sobre depósitos pedemontanos cuyos materiales provienen de la destrucción de las vulcanitas ácidas de la Formación Marifil (Jurásico medio-Triásico superior) y de las sedimentitas continentales del Grupo Chubut (Cretácico) aflorantes en las cercanías del área en cuestión. La Figura 5a muestra una imagen spot de la zona de estudio y sus inmediaciones, tomada el 24 de abril de 1994. La Figura 5b representa

un bosquejo, adaptado de Page (1987), de la distribución de los afloramientos geológicos.

Los suelos se encuentran moderadamente bien drenados. Las redes de drenaje consisten en pequeños cursos efímeros que evacúan las aguas provenientes de las serranías noroccidentales constituidas por las rocas de la Formación Marifil y del Grupo Chubut.

Al momento de la descripción del perfil, éste se encontraba seco a la profundidad alcanzada.

La presencia de rocas en superficie está manifestada por pavimentos de desierto que cubren el 60%. La densidad de fragmentos rocosos en superficie varía entre el 20 y el 90%. En su mayoría son gravas y en áreas de peladales llegan a medir hasta 15cm de diámetro.

La erosión es fundamentalmente hídrica laminar y en surcos en las áreas de suelo desnudo. La acción eólica se manifiesta por las acumulaciones arenosas al resguardo de los arbustos.

Las Figuras 6 y 7 muestran una vista general del área que circunda al Haplargid típico y el perfil del mismo respectivamente. De igual modo, las Figuras 8 y 9 corresponden al Natrargid típico.

Los suelos en el área de estudio, como los de la mayor parte de la Patagonia árida y semiárida, son utilizados para el pastoreo ovino.

Descripción morfológica del Haplargid típico

Hori- zonte	Prof.	Descripción
A	0-5 cm	Gris rosado (7.5R 6/2; 5/4 en húmedo); franco arenoso fino; la estructura varía de masiva, de grano suelto; consistencia en seco blanda, en húmedo friable; poros vesiculares e intersticiales abundantes, desde muy finos a medios; gravas abundantes, la mayoría presentes en la superficie; escasas raíces finas; límite ondulado y abrupto. Nota: lateralmente en forma discontinua aparece un horizonte de estructura vesicular (Av).
2Btl	5-17 cm	Castaña rojizo claro (5YR 6/4; 4/4 en húmedo); franco arcillo arenoso, estructura en bloques subangulares medios a finos; consistencia en seco blanda, en húmedo friable; poros planos entre bloques abundantes, poros tubulares medianos a gruesos escasos; abundantes raíces finas, escasas raíces medianas y gruesas; límite suave y claro.
3BC	17-34 cm	Castaña rojizo claro (5YR 6/4; 4/4 en húmedo); franco arenoso fino; estructura en bloques subangulares gruesos débil; consistencia en seco blanda, en húmedo friable; poros planos entre bloques, intersticiales abundantes; gravas presentes en 1% en volumen; reacción al HCl +++; escasas raíces medianas; límite suave y claro.
4Cn	34-47 cm	Castaña rojizo claro (5YR 6/3; 4/4 en húmedo); areno limoso; estructura masiva, consistencia en seco entre blanda a ligeramente dura; escasas gravas; reacción al HCl ++; escasas raíces finas y medias; presencia de lentes arcillosos bien laminados, cóncavos de 0,5 cm de espesor (barquillos de desecación); límite ondulado y abrupto.
5Cn	47-107 cm	Castaña rojizo claro (5YR 6/4; 4/4 en húmedo); arenoso fino; estructura masiva, consistencia en seco blanda; límite ondulado y abrupto.
6Cn	107-123 cm	Castaña rojizo claro (5YR; 4/4 en húmedo); areno fino limoso; estructura masiva, consistencia en seco blanda.

Tabla 1: propiedades físicas del Haplargid Típico§.

Horizonte	Prof. (cm)	Arena %	Limo %	Arcilla %	----- Arena % -----					AF/AT	> 2 mm % vol.
					MG	G	M	F	MF		
A	0-5	63,4	23,3	10,3	2,3	4,3	11,2	31,9	13,8	0,05	2
2Btl	5-17	53,8	24,5	21,7	1,5	3,0	9,1	31,0	9,2	0,04	1,5
3BC	17-34	78,6	12,6	8,6	1,0	1,8	5,3	53,4	17,1	0,09	1
4Cn	34-47	85,2	5,9	8,9	0,5	0,8	3,5	61,2	19,2	0,38	<1
5Cn	47-107	90,6	1,9	8,3	1,2	2,8	6,3	58,7	21,6	0,34	<1
6Cn	07-123	87,7	3,4	8,8	1,8	4,6	7,7	52,7	20,9	0,39	<1

MG: arena muy gruesa; G: arena gruesa; M: arena media; F: arena fina; MF: arena muy fina. AF/AT: relación arcilla fina/arcilla total.

Tabla 2: propiedades químicas del Haplargid típico§.

Horizonte	Prof. (cm)	pH 1:1	CE *	RAS	PSI %	CaCO ₃ %	C. org. %
A	0-5	7,2	0,2	3,1	3,2	4,3	0,21
2Btl	5-17	8,4	0,6	4,7	5,4	5,1	0,36
3BC	17-34	8,6	2,0	8,2	9,7	6,1	0,09
4Cn	34-47	8,7	3,2	34,1	32,9	6,6	----
5Cn	47-107	8,0	6,3	38,5	35,7	5,1	0,07
6Cn	107-123	8,2	7,0	58,3	45,9	4,1	0,08

*ds m⁻¹, 1:1

§ Súnico et al., 1993.

Descripción morfológica del Natrargid típico

Hori- zonte	Prof.	Descripción
C	0-10 cm	Gris rosado (7.5 YR 6/2; 5 YR 4/2 en húmedo); areno franco; estructura masiva a laminar; consistencia en seco entre suelta a blanda, en húmedo friable; poros intersticiales abundantes finos a medios comunes; gravas en un 40 % en volumen; raíces escasas; límite abrupto, suave y ondulado. Nota: lateralmente en forma discontinua aparecen horizontes con estructura vesicular (Av).
2Btb	10-18 cm	Castaña rojizo (5YR 5/3; 4/4 en húmedo); franco; estructura en bloques subangulares medios moderado; consistencia en seco entre blando a ligeramente duro, en húmedo friable; gravas en un 20% en volumen (se encuentran en forma de lente en el límite superior); raíces medias comunes; límite gradual y ondulado.
2Btkb	18-23 cm	Castaña rojizo (5YR 5/4; 4/4 en húmedo); franco; estructura en bloques subangulares medios débil; consistencia en húmedo friable; gravas en un 20% en volumen; reacción al HCl +; raíces medias a gruesas de escasas a comunes; límite claro y ondulado.
3Btkb1	23-32 cm	Castaña rojizo (5YR 5/3; 6/3 en húmedo); franco; estructura en bloques subangulares gruesos moderado a prismática media; consistencia en húmedo friable; gravas en un 30% en volumen; reacción al HCl +; raíces medias escasas; límite claro y ondulado.
3Btkb2	32-54 cm	Castaña rojizo claro (5YR 6/4; 6/4 en húmedo); franco arcillo arenoso; estructura prismática media moderada a en bloques subangulares gruesos; consistencia en húmedo friable; gravas en un 40% en volumen; reacción al HCl ++; carbonatos en forma de concentraciones difusas; raíces medias comunes; límite abrupto y ondulado.
4Cky	54-69 cm	Castaña rojizo claro (5YR 6/4; 5/4 en húmedo); franco; estructura masiva; consistencia en húmedo friable; cristales de yeso finos, comunes; gravas en un 30% en volumen; límite abrupto y ondulado.
5Cy	69-185 cm	Castaña rojizo claro (5YR 6/4; 4/4 en húmedo); franco; estructura masiva; consistencia en húmedo friable; cristales de yeso finos, comunes.

Tabla 3: propiedades físicas del Natrargid típico§

Horizonte	Prof. (cm)	Arena %	Limo %	Arcilla %	----- Arena % -----					AF/AT	> 2 mm % vol.
					MG	G	M	F	MF		
C	0-10	82.4	10.0	7.5	1.3	3.0	8.8	39.0	30.3	0.09	<1
2Btb	10-18	43.1	35.8	21.2	3.5	5.2	8.8	18.3	7.3	0.25	15
2Btkb	18-23	37.3	43.4	19.4	2.5	4.8	8.3	16.7	5.0	0.24	11
3Btkb1	23-32	46.0	33.1	20.9	5.0	7.3	10.5	18.2	4.6	0.19	16
3Btkb2	32-54	45.6	26.9	27.6	6.9	6.7	9.0	18.2	4.6	0.13	12
4Cky	54-69	43.9	41.4	14.6	6.8	6.1	7.0	18.3	5.7	0.08	13
5Cky	69-185	40.1	46.4	13.5	1.9	3.6	8.1	19.5	7.0	0.34	8

MG: arena muy gruesa; G: arena gruesa; M: arena media; F: arena fina;
MF: arena muy fina; AF/AT: relación arcilla fina/arcilla total.

Tabla 4: propiedades químicas del Natrargid típico§.

Horizonte	Prof. (cm)	pH 1:1	CE *	RAS	PSI %	CaCO ₃ %	C. org. %
C	0-10	7.4	0.31	3.20	3.3	2.4	0.37
2Btb	10-18	8.6	2.7	82.8	54.7	4.0	0.22
2Btkb	18-23	8.7	4.4	43.8	38.8	10.7	0.29
3Btkb1	23-32	8.5	3.8	49.8	41.9	15.2	0.18
3Btkb2	32-54	8.5	4.5	56.8	45.2	19.3	0.08
4Cky	54-69	8.1	8.3	15.5	17.8	15.2	0.06
5Cy	69-185	7.9	6.7	15.9	18.2	6.7	0.03

*ds m⁻¹, 1:1

§Súnico et al. (1993).

Tabla 5: datos climáticos del Bajo de la Suerte

De Fina et al. (1968)

Precipitación (mm) *

Media anual 149

Verano (DEF) 34

Invierno (JJA) 33

Semestre restante 82

Temperatura media

del mes de enero 20,3°C.

Temperatura media

del mes de julio 5,2°C.

Temperatura media entre

los meses mencionados 12,8°C.

Coronato (com. personal)

Temperatura máxima

media 20,7°C

Temperatura mínima

media 7,3°C

Temperatura media

anual 14°C

* Servicio Meteorológico Nacional, 1962, período 1921-1950.

Figura 3: Ubicación del área de estudio.

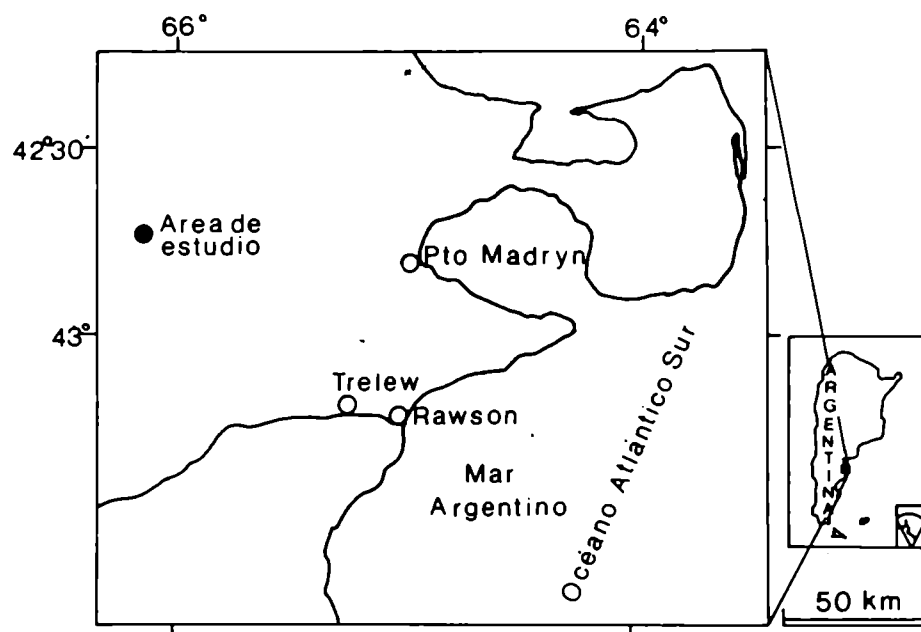


Figura 4: Esquema de una sección transversal de los suelos y del microrelieve en el Bajo de la Suerte (adaptado de Súnico et al., 1993).

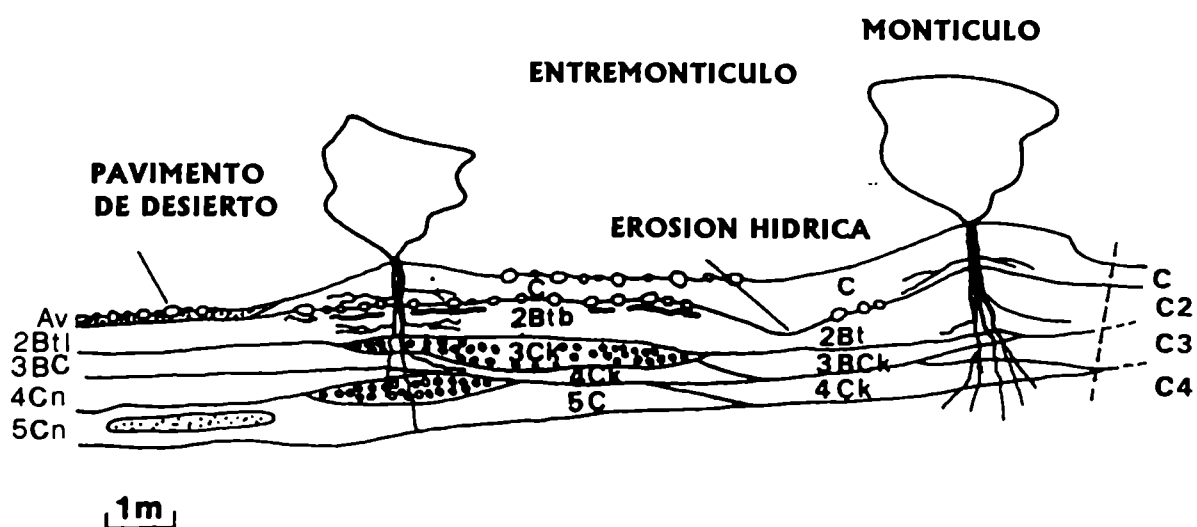
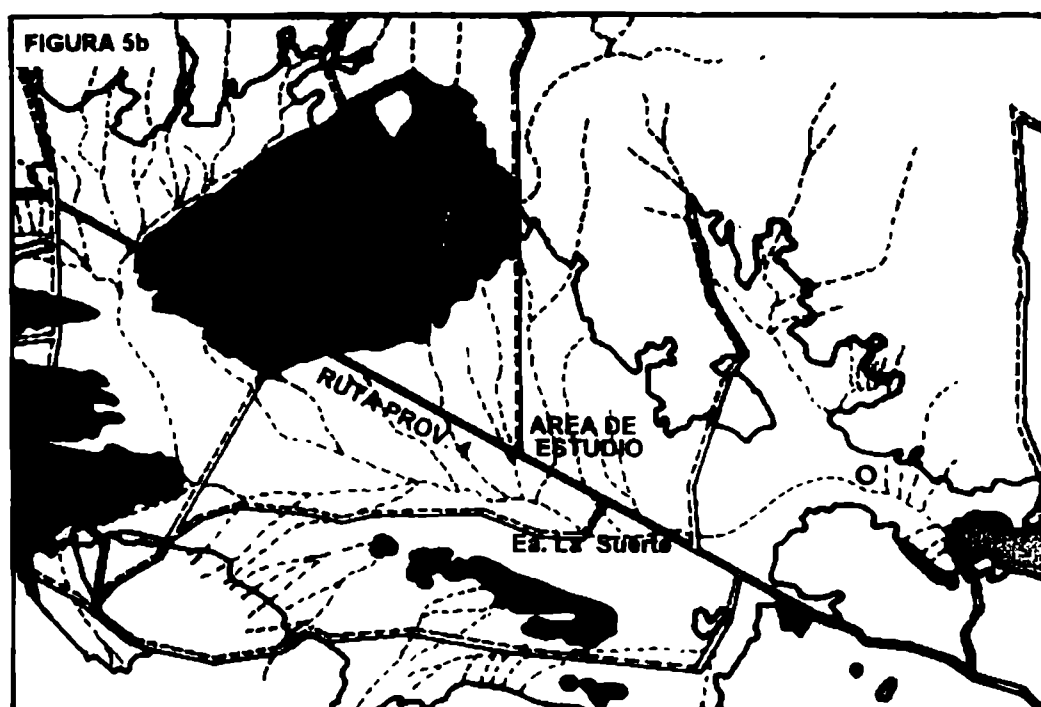
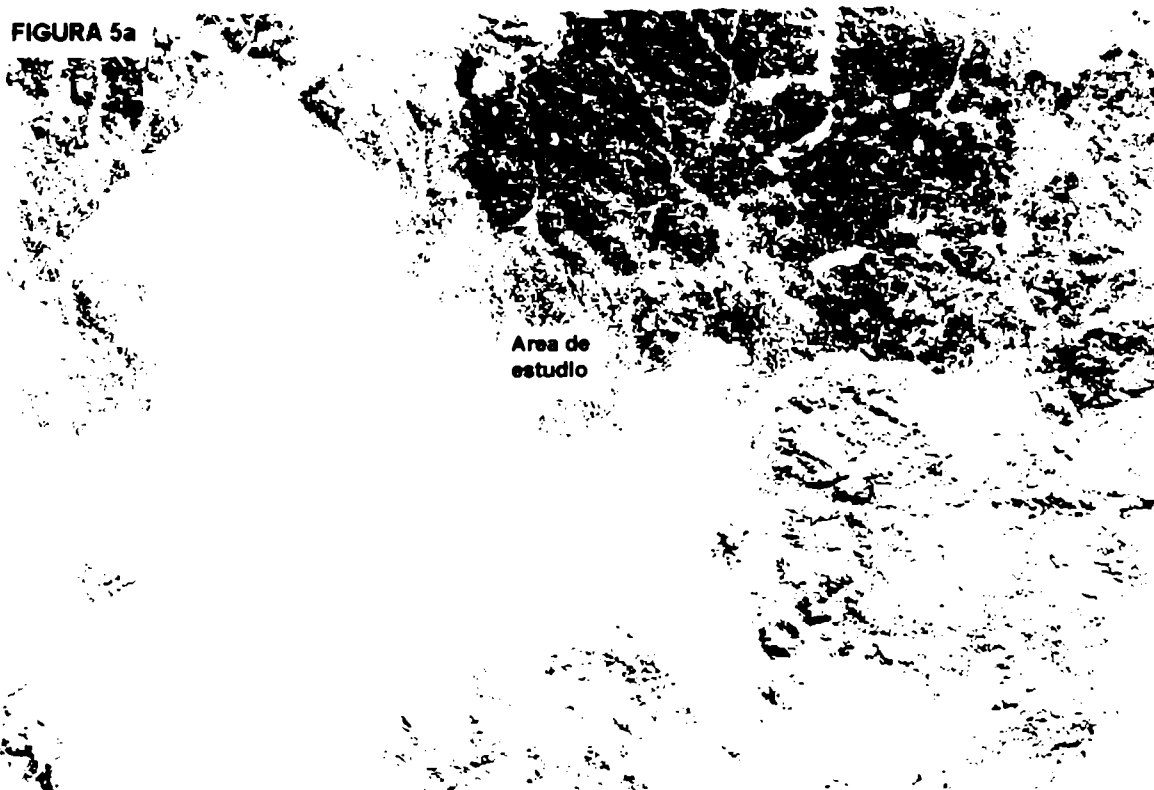


Figura 5: a) Imagen spot escaneada del Bajo de la Suerte (cortesía del Dr. Miguel Haller). b) Bosquejo geológico del Bajo de la Suerte (adaptado de Page, 1987).



- Sedimentos de bajos y lagunas (Holoceno)
- Depósitos pedemontanos y aluviales actuales (Holoceno)
- Depósitos pedemontanos modernos (Pleistoceno)
- Grupo Chubut (Cretácico Inferior)
- Formación Marfil (Jurásico Medio-Triásico Inferior)
- Camine importante
- - - Camine menos importante

Figura 6: Vista al sur del área que circunda el perfil correspondiente al Haplargid típico.

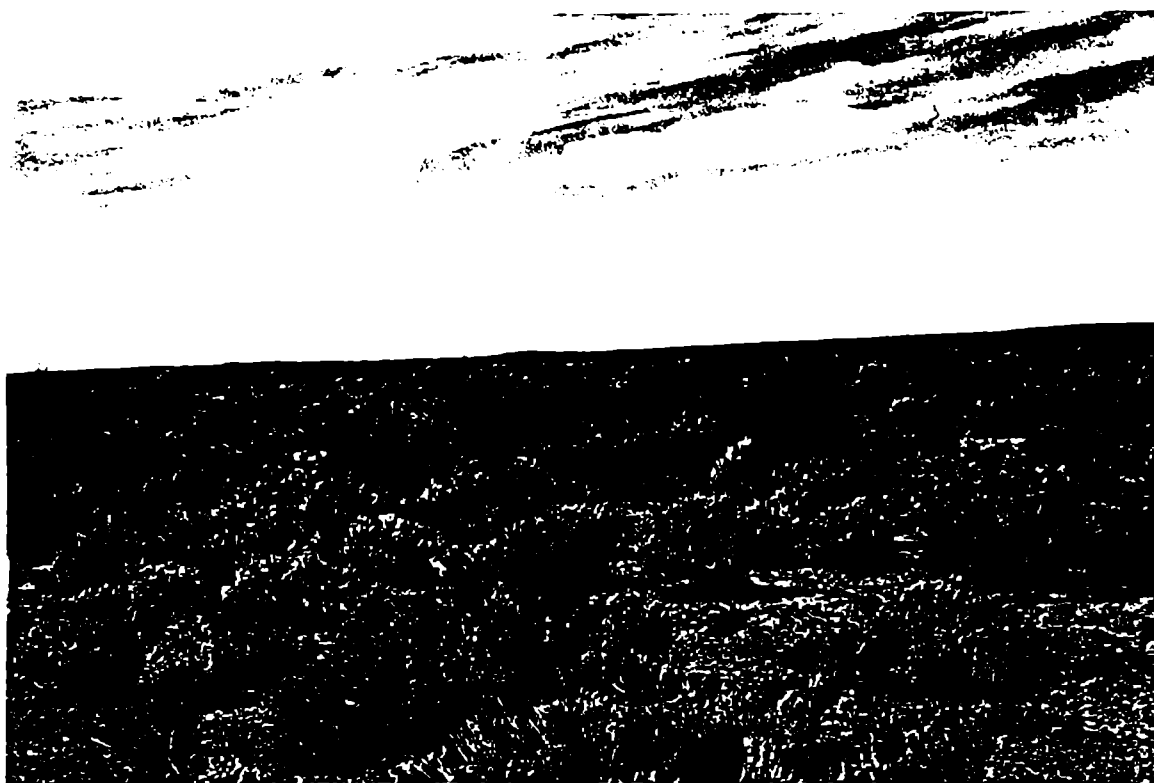


Figura 7: Haplargid típico.

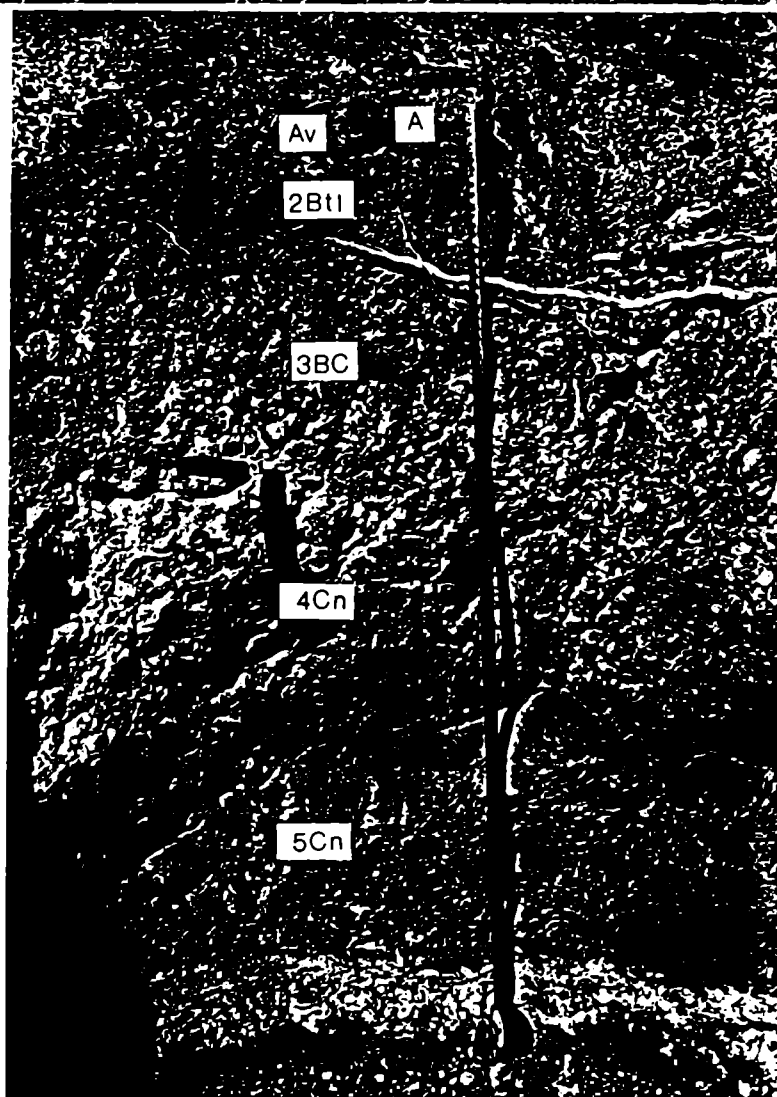


Figura 8: Vista al sur del área que circunda el perfil correspondiente al Natrargid típico.

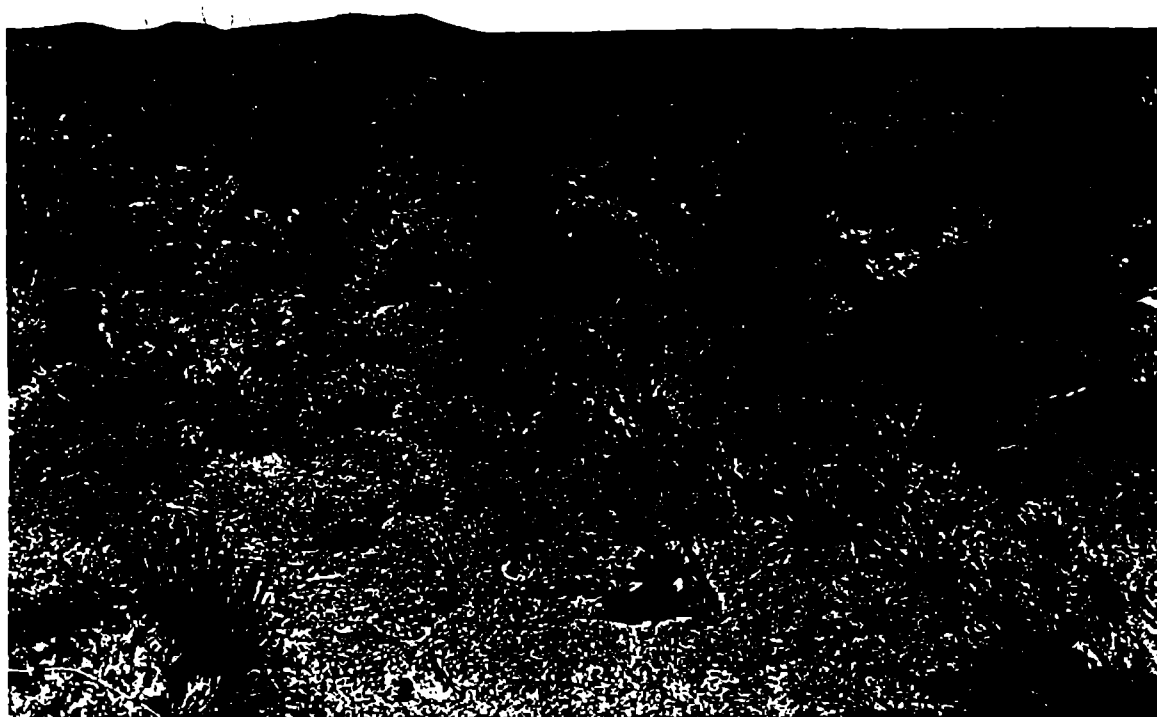
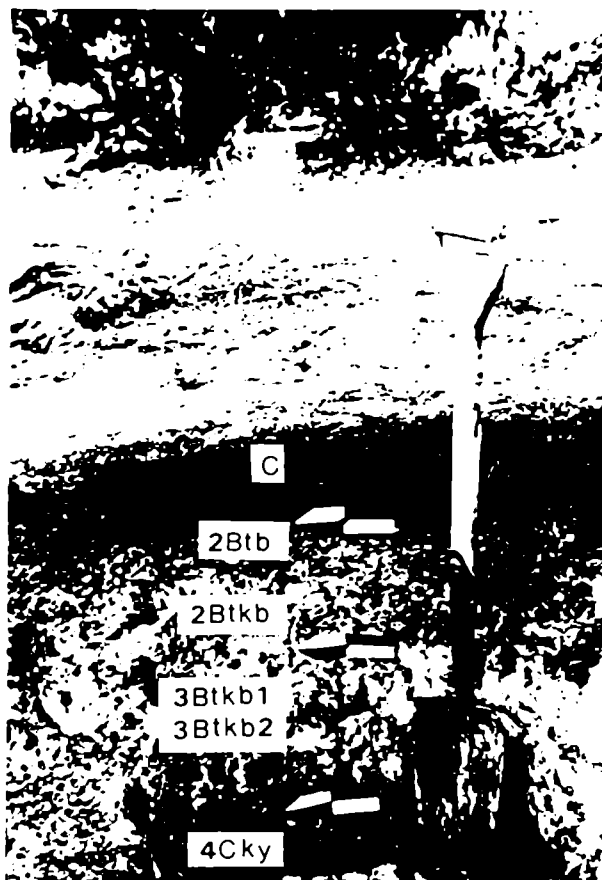


Figura 9: Natrargid típico.



3 MATERIALES Y METODOS

3.1 Estudio de campo y diseño experimental de muestreo

El estudio se realizó en un área modelo de 1 ha, donde las condiciones del pastizal eran de regular a pobre. El muestreo se diagramó en base al rango de variación de la cobertura vegetal, de los atributos morfológicos y de la posición microtopográfica.

En el sitio de muestreo y observación se establecieron diez transectas de 100m de longitud, trazadas según la pendiente regional en dirección NNE. Las transectas se dispusieron cada 10m una de otra.

Se ubicaron de forma sistemática cada 5m cuadrículas de 50 x 50cm, dentro de las cuales fueron registradas, de acuerdo a sus atributos externos, las clases de condiciones superficiales. Los atributos morfológicos que se tuvieron en cuenta son algunos de los signos adoptados por la FAO (1979, 1984) para la evaluación de la degradación del suelo. Entre estos signos, los más representativos en la zona de estudio son los producidos por la erosión hídrica, la erosión eólica y la degradación física fundamentalmente.

La distribución del microrelieve y de las clases de condiciones superficiales, fue determinada mediante el trazado de tres transectas entre 50 y 75m de longitud por 3m de ancho. Dichas transectas fueron realizadas en diversas direcciones en relación a la pendiente del área de estudio.

Para las determinaciones analíticas, se extrajeron en cada clase de condición superficial, muestras de suelo a profundidades de 0-1, 1-4, y 4-10cm, de acuerdo con las recomendaciones de Greene y Tongway (1989). El muestreo se realizó en el mes de Junio de 1992.

Las muestras fueron secadas al aire y luego pasadas por un tamiz de 2mm de abertura. La fracción de suelo $<2\text{mm}$ fue utilizada para los análisis de laboratorio.

Para las determinaciones de carbono orgánico, nitrógeno total, nitrógeno disponible, fósforo disponible y estabilidad de agregados, el muestreo fue de tipo compuesto con tres repeticiones.

Los horizontes vesiculares fueron muestreados para el estudio meso-micromorfológico y físico-químico en el mes de Junio de 1991. También fueron extraídas muestras durante la estación fría del año 1992, cuando fue observado el desarrollo de cristales de hielo que tapizaban el límite inferior de la capa vesicular y debajo de las gravas.

3.2 Tareas de laboratorio y gabinete

Las determinaciones físico-químicas, morfológicas (meso y micro) y mineralógicas y los ensayos de gabinete, fueron realizadas por el autor en el Laboratorio de Suelos del Area Científica de Zonas Aridas del Centro Nacional Patagónico (CONICET). Los valores de carbono orgánico, nitrógeno total, nitrógeno disponible y fósforo disponible se obtuvieron en el Instituto CERZOS de la Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca. Las imágenes obtenidas con microscopio electrónico de barrido fueron tomadas en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de la Plata.

3.2.1 Determinación de las propiedades físicas y químicas

Sobre la base de 30 muestras, considerando clase y profundidad, se realizaron los estudios físicos y químicos. En las clases 5 y 6 no se realizaron

las determinaciones analíticas del suelo superficial. Se determinaron además las variables físicas y químicas de los horizontes vesiculares (Av) desarrollados en la clase 4.

3.2.1.1 Análisis químicos

Los análisis químicos realizados en este estudio comprendieron:

- (1) pH, usando una suspensión suelo-agua de 1:1 y 1:2,5 y una suspensión suelo-solución de KCl 1M de 1:2,5.
- (2) Conductividad eléctrica en el extracto suelo-agua 1:1.
- (3) Aniones y cationes solubles en el extracto suelo-agua, 1:1 (Rhoades, 1982).

Los cationes calcio y magnesio se valoraron por complejometría con etilendiamino-tetracetato de sodio (EDTA). El sodio y el potasio se valoraron con un espectrofotómetro de absorción atómica.

- (4) Capacidad de intercambio catiónico (Bower et al., 1952). Los cationes de intercambio fueron reemplazados por el catión sodio, con una solución de acetato de sodio 1 N. El sodio adsorbido fue extraído con una solución de acetato de amonio 1 N. Las concentraciones del sodio extraído se determinaron de acuerdo al punto 3.
- (5) Cationes intercambiables (Bower et al., 1952). Los cationes de intercambio fueron extraídos con una solución de acetato de amonio 1N y sus concentraciones fueron leídas de acuerdo al procedimiento 3.
- (6) Carbonato de calcio por el método de neutralización ácida (Allison y Moodie, 1965). La neutralización del carbonato se realizó con ácido clorhídrico 3 N.
- (7) Carbono orgánico (Nelson y Sommers, 1982).

- (8) Nitrógeno total (Bremner y Mulvaney, 1982).
- (9) Nitrógeno disponible (Keeney, 1982).
- (10) Fósforo disponible (Olsen y Sommers, 1982).
- (11) La relación de adsorción de sodio (RAS) y el porcentaje de sodio intercambiable (PSI), fueron calculados en base a las concentraciones de cationes solubles de acuerdo a las ecuaciones:

$$RAS = Na^+ / [(Ca^{2+} + Mg^{2+}) / 2]^{1/2}$$

$$PSI = 100 \cdot (-0,0126 + 0,01475 \cdot x) / 1 + (-0,0126 + 0,01475 \cdot x),$$

siendo $x = RAS$.

En las Tablas 6-10 se muestran los rangos utilizados para calificar las variables químicas según la propuesta por Laya (1983).

Tabla 6: pH

Extremadamente ácido	<4,5
Muy fuertemente ácido	4,5 a 5,0
Fuertemente ácido	5,1 a 5,5
Medianamente ácido	5,6 a 6,0
Débilmente ácido	6,1 a 6,5
Neutro	6,3 a 7,3
Ligeramente alcalino	7,4 a 7,8
Moderadamente alcalino	7,9 a 8,4
Fuertemente alcalino	8,5 a 9,0
Muy fuertemente alcalino	9,1 a 9,5
Extremadamente alcalino	>9,6

Tabla 7: contenido de carbonato equivalente

Carbonato equivalente (%)	Denominación
<1	Muy bajo
1-5	Bajo
6-10	Medio
11-15	Alto
>15	Muy alto

Tabla 8: conductividad eléctrica y porcentaje de sodio intercambiable

Salinidad CE (dS/m)	Sodicidad (PSI)	Limitaciones
0-4	0-6	No tiene
4-8	6-10	Ligeras
8-16	10-15	Moderadas
16-32	15-30	Fuertes
>32	>30	Muy fuertes

Tabla 9: capacidad de intercambio catiónico

CIC (cmol/Kg)	Denominación
>30	Muy alta
20-30	Alta
10-20	Mediana
5-10	Baja
<5	Muy baja

Tabla 10: contenido de materia orgánica, nitrógeno total y fósforo disponible

-----Nutrientes-----

MO (%)	Nt (%)	Pd (ppm)	Denominación
>5	>0,30	>40	Muy alto
4-5	0,25-0,30	20-40	Alto
3-4	0,20-0,25	12-20	Moderadamente alto
2-3	0,15-0,20	8-12	Moderadamente bajo
1-2	0,10-0,15	5-8	Bajo
<1	<0,10	<5	Muy bajo

3.2.1.2 Análisis físicos

Los análisis físicos efectuados corresponden a:

- (1) Estabilidad de agregados secos (EAS) según el método de Toogood (1978), descrito en Arshad y Mermut (1988). El método consiste en tamizar vigorosamente 10g de agregados entre 2 a 1mm de diámetro durante 1 minuto sobre un tamiz de 1mm de abertura. Se pesa la muestra retenida y seguidamente se tamiza de igual forma durante 4 minutos. El peso de los

agregados retenidos luego de 5 minutos de dicho tratamiento, es expresado como el porcentaje en peso de los agregados retenidos después de 1 minuto de vigoroso tamizado.

$EAS = 100 \times P_{Ag5'} / P_{Ag1'}$, donde $P_{Ag5'}$ y $P_{Ag1'}$ son los pesos de los agregados retenidos luego de 5 y 1 minutos de tamizado respectivamente.

- (2) Estabilidad de agregados en húmedo por capilaridad y por inmersión directa (Kemper, 1965; Kemper et al., 1975, en Arshad y Mermut, 1988). El humedecimiento por capilaridad consiste en tomar 30g de agregados de 2 a 1mm de diámetro colocados sobre un papel de filtro, en el cual se incorpora agua destilada hasta que los agregados sean visiblemente humedecidos y la absorción culminada. En el humedecimiento por inmersión, los agregados de 2 a 1mm (30g) se transfieren a un tamiz de 1mm de abertura, donde son rápidamente humedecidos por inmersión directa en agua destilada durante 30 segundos, manteniendo el nivel del agua a pocos centímetros del nivel de la muestra. La estabilidad de agregados húmedos por los dos métodos descritos es determinada por tamizado en agua destilada de los agregados retenidos en los tamices de 1mm de apertura. El tamizado en agua se realiza a 15mm de profundidad con una frecuencia de 35 golpes por minuto durante 5 minutos. El peso de los agregados y las arenas > 1mm retenidas en el tamiz es determinado luego de secar el mismo a 105°C hasta peso constante. Para determinar el peso de las arenas totales > 1mm, los agregados retenidos son destruidos por dispersión mecánica (agitación) y química (con NaOH 1N) y por lavado del material a través del tamiz. La estabilidad de agregados húmedos (EAH) se expresa como el porcentaje de agregados retenidos:

$EAH = 100 \times (PA_g) - (PA) / PM - PA$, donde PA_g = peso de los agregados mas arenas retenidas, PA = peso de las arenas totales y PM = peso de la muestra de agregados.

- (3) Infiltración, por el método de inundación utilizando cilindros concéntricos.
- (4) Distribución del tamaño de partículas por el método de la pipeta (Day, 1965). Las subfracciones arena fueron separadas por tamizado en húmedo según los rangos establecidos por la "Soil Survey Staff" (1992).
- (5) Densidad aparente por el método del cilindro ("core method"). Para los horizontes vesiculares, la densidad aparente se determinó además mediante el método de los terrones parafinados ("clod method"). Ambas determinaciones se llevaron a cabo siguiendo la propuesta de Blake (1965).

3.2.2 Descripción mesomorfológica del suelo superficial

Siguiendo una secuencia ordenada de descripción, se realizó primero a escala mesoscópica la separación de áreas homogéneas. El análisis morfológico se efectuó en secciones perpendiculares a la superficie de muestras naturales sin perturbar, siendo algunas de ellas impregnadas en resina y sus caras pulidas.

Para el caso particular de los horizontes vesiculares (Av), se midieron el espesor, el porcentaje de gravas en superficie (pavimento de desierto) y tipo y grado de erosión.

En base a Johnson et al. (1960) se realizó la descripción de los poros con una lupa de mano y en gabinete, con una lupa Zeiss (X 25) binocular, se ajustó la estimación porcentual de los poros de acuerdo a su morfología y tamaño.

3.2.3 Análisis micromorfológico

En los micrositios más representativos, se extrajeron muestras sin perturbar en bandejas y en cajas de Kubiena. Dichas muestras fueron secadas al aire e impregnadas por capilaridad con resinas poliéster (GRU, GELC-O-FLEX). El fraguado y la mezcla de resina -acetona y catalizador (mezcla C)- fue realizada según la propuesta de Fitzpatrick (1984). Otras muestras fueron impregnadas al vacío con resina epoxi de tipo Araldit de Ciba Geigy (resina GY 257 y endurecedor HY 2996). Se realizaron secciones delgadas perpendiculares a la superficie del suelo de 7cm por 5cm y de 4,8cm por 2,4cm. El análisis micromorfológico se llevó a cabo con un microscopio Zeiss de luz transmitida. La descripción de las secciones delgadas, se efectuó siguiendo la propuesta de Bullock et al. (1985).

Para este análisis se puso énfasis en la microestructura (incluye grado de pedalidad y porosidad), la fábrica de la masa basal y los rasgos pedológicos. La fábrica de la masa basal involucra la relación entre granos minerales gruesos y finos y las fábricas que cada una de estas fracciones posee. La distribución relacionada entre los componentes minerales gruesos y finos permitió determinar además los cambios de la microestructura en el nivel de organización textural. Para una mayor comprensión se definen los cinco tipos básicos de distribución relacionada g/f:

- *Mónica*: solamente se presentan unidades de fábrica de un solo grupo de tamaño, como por ejemplo granos de arena.
- *Gefúrica*: las unidades gruesas están recubiertas por una película de material fino.
- *Quitónica*: las unidades más gruesas están recubiertas por las unidades más

pequeñas.

- *Enáulica*: es cuando se trata de un esqueleto de unidades de fábrica más gruesas con agregados de unidades más pequeñas en los espacios intersticiales. Estos agregados no rellenan completamente dichos espacios intersticiales y las unidades mayores se soportan unas con otras.

- *Porfírica* es cuando las unidades de fábrica mayores aparecen en una densa masa basal de unidades más pequeñas.

Las costras con estructura vesicular (horizonte Av), fueron observadas además submicroscópicamente por microscopía electrónica de barrido (SEM).

La parte superior del horizonte argílico también fue sometido a este análisis con el objeto de describir sus rasgos morfológicos cerca de la superficie, como así también su relación con las capas y costras que le sobreyacen.

3.2.4 Análisis mineralógico

El pretratamiento de las muestras para el análisis mineralógico, consistió en la eliminación de carbonatos y sales solubles mediante una solución buffer de acetato de sodio a pH 5, según la metodología de Kunze (1965). La eliminación de materia orgánica se realizó, según el caso, con una solución de hipoclorito de sodio (Jackson, 1979 en Boettinger y Southard, 1991)) y/o agua oxigenada (Kunze, 1965). La distribución de tamaño de partícula de la subfracción arena se efectuó por tamizado en húmedo según los rangos establecidos por la Soil Survey England and Wales (1982, en Cano Henares et al. 1993). La subfracción arena fina (0,25-0,125mm) fue utilizada para el análisis mineralógico a grano suelto, mediante el empleo de un microscopio óptico Zeiss de luz transmitida.

La separación densimétrica de minerales livianos y pesados se efectuó con

bromoformo ($\rho = 2,90$) según el procedimiento de Minler (1940).

La identificación mineralógica se realizó según las técnicas de Minler (1940) y Kerr (1959).

La estimación visual de la alteración mineral se determinó según la clasificación de Stoop et al. (1979). Los rangos de porcentajes corresponden a la cantidad de alteración mineral estimada:

Clase 0: fresco o casi fresco (menos del 2,5%).

Clase 1: ligeramente alterado (entre el 2,5 al 25%).

Clase 2: moderadamente alterado (entre el 25 al 75%).

Clase 3: fuertemente alterado (entre el 75 al 97,5%).

Clase 4: completamente alterado (más del 97,5%).

El término alterita fue utilizado para designar aquellos granos con grado de alteración 4, donde no es posible identificar la especie mineral.

La esfericidad y redondez de los granos minerales y fragmentos líticos se determinó de acuerdo a la carta de ayuda visual de Powers (1953) y Krumbein y Sloss (1963). Los valores de estimación de dichos parámetros, utilizados en el Anexo II, se indican entre paréntesis de acuerdo a lo siguiente:

Esfericidad: 0,9 (1); 0,7 (2); 0,5 (3) y 0,3 (4).

Redondez: anguloso (1), subanguloso (2), subredondeado (3), redondeado (4) y muy redondeado (5).

Los granos minerales separados, se montaron sobre portaobjetos y cubiertos con bálsamo de Canadá (índice de refracción = 1,535-1,540) en cubreobjetos de 20mm x 20mm.

Se contaron, a través de microtransectas, entre 200 a 300 granos minerales por submuestra de minerales livianos y pesados.

3.2.5 Ensayos especiales de gabinete

3.2.5.1 Lluvias simuladas

Con el fin de observar el efecto de las precipitaciones sobre el suelo desnudo, se realizaron ensayos de lluvias simuladas sobre parcelas con suelo perturbado proveniente del área modelo. Las muestras usadas fueron extraídas del suelo desnudo encostrado y pasadas por tamices de 1 y 2mm de abertura. Los agregados retenidos en el tamiz de 1mm fueron utilizados para tales ensayos y colocados en parcelas de 63cm de largo por 40cm de ancho, con una pendiente del 2%. El espesor de la capa de agregados fue de 1,5cm. El material de las parcelas fue cubierto en un 60% aproximadamente, con gravas para simular el pavimento de desierto. El simulador de lluvia consistió en un pico aspersor Lechler 460.966.30. AK, de cono lleno que produce gotas de hasta 2,5mm de diámetro. La presión de agua fue de aproximadamente de 1atm y la intensidad media resultante fue de 73mm/h. Las muestras perturbadas fueron sometidas a 5 ciclos de precipitación y desecación. La duración de cada precipitación fue de 10 minutos, dejando luego secar al aire. Después del quinto ciclo, se muestrearon los 2 cm superficiales en las posiciones distal (posición 1), media (posición 2) y proximal (posición 3) de las pendientes de la parcela. Las muestras fueron descriptas morfológicamente por medio de una lupa Zeiss (X 25) binocular. La terminología utilizada para la descripción de poros fue la propuesta por Johnson et al. (1960).

3.2.5.2 Ensayos de congelamiento

Para observar el efecto del frío sobre la superficie del suelo, se efectuaron pruebas de congelamiento en material perturbado en agregados de 1 a 2mm de diámetro obtenidos de la misma forma que en el ensayo anterior.

Las muestras fueron colocadas en recipientes con paredes aislantes, humedecidas por capilaridad desde la base y puestas a congelar en cámara fría a -20°C . De esta forma se consigue que el enfriamiento se realice en forma paralela a la superficie, semejante a la fluctuación de la línea de congelamiento que sucede en condiciones naturales (Corte, com. personal). El espesor de la muestra original fue de 2,5cm. Después de un ciclo de congelamiento-descongelamiento y secado en estufa a 50°C , se realizó la descripción morfológica de los poros con lupa binocular (X 25) Zeiss, de acuerdo a la propuesta de Johnson et al. (1960).

4 RESULTADOS

4.1 Microrelieve, clases de condiciones y rasgos superficiales

El microrelieve en el área de estudio está expresado por montículos de suelo asociados a arbustos, que alternan con áreas de suelo desprovisto de vegetación. Sobre estos últimos se desarrollan pavimentos de desierto y costras superficiales.

Morfológicamente se definieron arbitrariamente cuatro clases de estabilidad edáfica, desde superficies de suelo intacto, denominadas de clase 1, pasando por estados intermedios, hasta superficies con extrema degradación o de clase 4 (Fig. 10).

Se identificaron además las clases 5 y 6, ambas de ocurrencia temporaria asociadas a pequeños cursos sinuosos de carácter efímero.

La clase 5 está constituida por formas de acumulación arenosa y la clase 6 por formas de erosión (Fig. 11).

La distribución de las clases de estabilidad edáfica observadas sobre las 10 transectas, se muestran en la Tabla 11.

La Figura 12a-c muestra en planta el patrón de distribución del microrelieve y la morfología del mismo causada por la dinámica superficial. La Tabla 12 muestra los porcentajes de cobertura de cada clase de condición para las tres transectas consideradas.

Tabla 11: Distribución de diferentes clases de condiciones superficiales.

Transectas	Clases (%)					
	1	2	3	4	5	6
1	14,7	20,6	26,5	14,7	20,6	2,9
2	22,2	36,1	16,7	2,8	16,7	5,6
3	38,7	32,3	6,5	16,1	6,5	-
4	38,2	41,2	8,8	5,9	5,9	-
5	18,9	40,5	27,0	10,8	2,7	-
6	31,3	53,1	12,5	-	3,1	-
7	18,5	29,6	25,9	25,9	-	-
8	26,7	30,0	13,3	30,0	-	-
9	38,5	50,0	3,8	7,7	-	-
10	43,8	43,8	3,1	9,4	-	-
Total	28,8	37,6	14,7	12,2	5,6	0,9
----- 100 % -----						

Tabla 12: Distribución porcentual de cobertura para cada clase de condición superficial obtenidas a partir de la Figura 12a-c.

Clases	Cobertura (%)
1	30,14
2	32,66
3	6,82
4	22,89
5	1,69
6	5,81

4.1.1 Clase 1

Esta clase se encuentra asociada con la cobertura vegetal (25-30%), especialmente arbustiva, establecida sobre el montículo de suelo intacto (Fig. 13). La altura de los montículos varía entre 4 y 20cm, presentan una textura más arenosa que las demás clases, una estructura masiva de consistencia en seco suelta y en superficie abundante mantillo. El diámetro máximo de los montículos varía entre 0,5 a 3m y excepcionalmente pueden alcanzar los 10m. Sus formas pueden ser subcirculares a proladas, estas últimas frecuentemente en la dirección de la pendiente regional. En la superficie de los montículos no se observaron

signos de erosión, salvo en raras excepciones, cuando es erosionado por el escurrimiento superficial durante una fuerte lluvia, provocando en ciertas ocasiones, el descalce de algunos arbustos.

Las superficies con exposición sureste que limitan con la clase 2 o sectores entre montículos muy próximos con casi permanente sombra, poseen mayor humedad, lo cual facilita el desarrollo de capas criptógamas.

A través de un límite abrupto y ondulado, subyace al montículo un delgado horizonte vesicular con gravas y grietas superficiales y debajo de éste aparece el límite superior del horizonte 2Bt (Fig. 14a-b). En otras situaciones, fuera del área de montículo, el techo del horizonte 2Bt presenta signos de erosión hídrica encauzada (Fig. 15).

4.1.2 Clase 2

Esta clase rodea marginalmente a la clase 1 y se encuentra mayor representada en el área modelo (Tablas 11 y 12). En general dominan las herbáceas y capas criptógamas. Aparecen algunas gravas sueltas en la superficie y los signos de degradación están representados por una delgada y débil costra superficial y marcas de impactos de las gotas de lluvia. Se observan además evidencias de erosión por salpicado de las gotas de lluvia como capas criptógamas en pedestal (Fig. 16a-b).

4.1.3 Clase 3

En esta clase la vegetación es escasa, restringiéndose sólo a algunas anuales como la *Plantago patagonica* y *Erodium cicutarium* y a subarbusivas como la *Nassauvia ulicina*. Durante la estación fría, se observó en la superficie del

suelo, diversos signos de degradación como agrietamiento, destrucción de los agregados y depresiones en la matriz del suelo alrededor de las gravas del pavimento de desierto (Fig. 17a-b). La densidad de gravas en superficie aumenta (de 30 a 50%) y aparece un horizonte vesicular de consistencia friable. En algunos sectores se observaron costras por decantación y descalces de subarbustos como la *Acantholippia seriphioides* (tomillo) y de capas criptógamas.

4.1.4 Clase 4

La clase 4 representa la condición de extrema degradación. La vegetación es escasa a prácticamente nula, representada en algunos pocos sectores por *Hoffmanseggia sp.*

Este sector se caracteriza por la presencia de pavimentos de desierto, cuyas gravas están inmersas en la matriz fina del horizonte vesicular que subyace. Este último posee mejor desarrollo que en las clases anteriormente descritas, con un espesor máximo de 2,5cm y una consistencia en seco dura. Debajo del horizonte vesicular subyace el horizonte 2Bt (Fig. 18).

Los signos de congelamiento están representados por crecimiento de cristales de hielo que tapizan el límite inferior del horizonte vesicular y debajo de las gravas que se encuentran en la parte superior del horizonte 2Bt.

Sobre las pendientes planas o ligeramente cóncavas, donde es impedido el escurrimiento superficial, se desarrollan grietas de desecación y delgadas costras arcillosas por decantación.

La densidad de partículas gruesas varía desde el 20 al 90%. En los sectores con menor densidad de partículas gruesas, se desarrollan grietas poligonales de

hasta 10cm de lado.

La extensión de los pavimentos de desierto varía desde algunos pocos metros cuadrados, ocupando los espacios entre arbustos, hasta cerca de los 1000 m². Los de mayor superficie (Fig. 19), denominados peladales, presentan formas alargadas según la dirección de la pendiente regional y sobre sus superficies se observan fragmentos sueltos de rocas que superan los 15cm de diámetro.

Las partículas que componen los pavimentos de desierto son mayormente fragmentos de rocas ignimbríticas de composición riolítica, de forma variable y con bordes angulosos a redondeados. En menor cantidad se observaron fragmentos de sílice y fluorita, restos de troncos silicificados no determinados y muy escasos artefactos como lascas (restos de talla), raspadores, núcleos y puntas de proyectiles. Los artefactos se componen principalmente de fragmentos trabajados en material silíceo y volcánico de textura afanítica.

4.1.5 Clase 5

La clase 5 se encuentra asociada a pequeños cursos efímeros y se compone de depósitos arenosos que en general se recuestan sobre la margen convexa de sedimentación, es decir, similares a pequeñas barras en punta. Otros en cambio son similares a pequeñas barras longitudinales localizadas dentro de los canales de 1 a 2m de longitud y 0,25m de ancho, dándole al canal cierto aspecto anastomosado. En menor cantidad se observan depósitos similares a "crevasse splay" y pequeños abanicos donde los canales pierden la condición de encauzamiento debidos a cambios locales en la microtopografía. En general los cuerpos arenosos que componen la clase 5 sepultan las clases 2, 3 y 4, que en

algunas partes pueden ser repobladas por vegetación herbácea.

4.1.6 Clase 6

Corresponden a esta clase los cursos efímeros que se asocian a la clase 5. Comprende los surcos con lechos gravosos, similares a pequeños depósitos de "lag". En algunos casos estos cursos fluviales seccionan a la clase 1 de condiciones edáficas óptimas.

Figura 10: Clases de condiciones superficiales en el Bajo de la Suerte. Cl: clases.

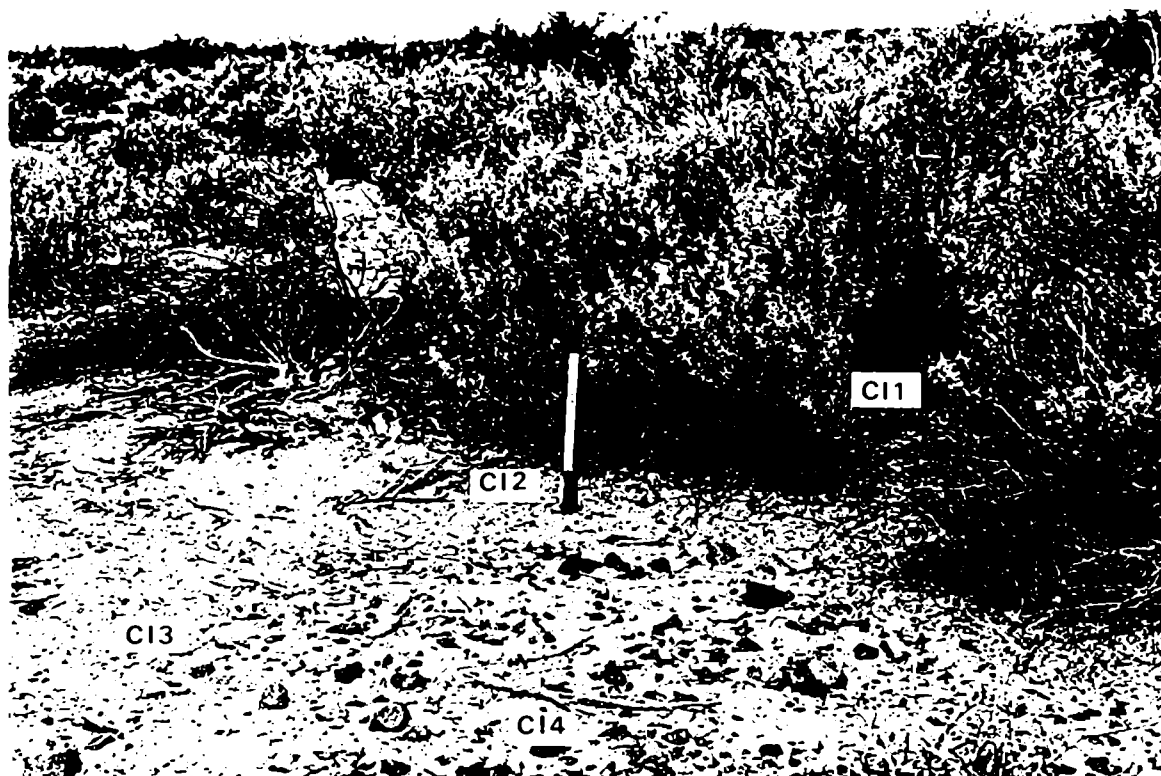
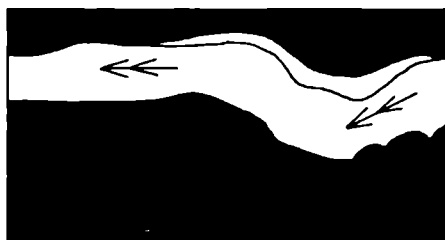
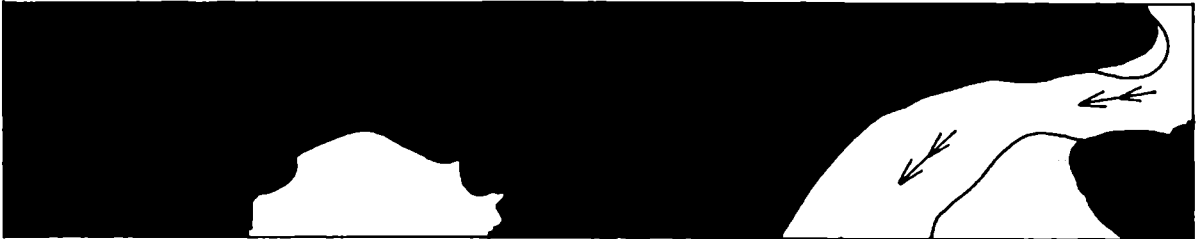
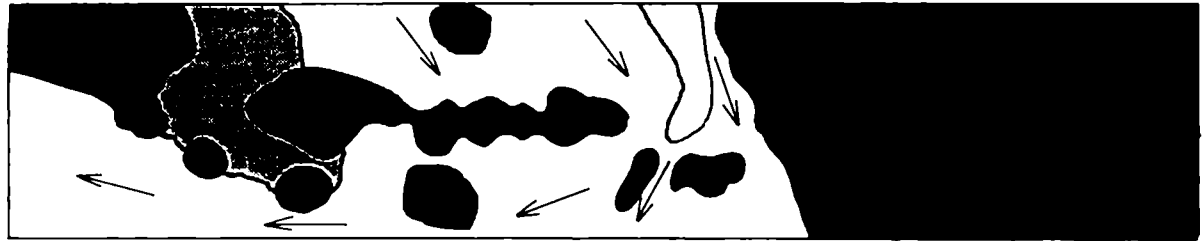


Figura 11: Clases 5 y 6 de condiciones superficiales.



TRANSECTA A: Azimut 35 °

12 a



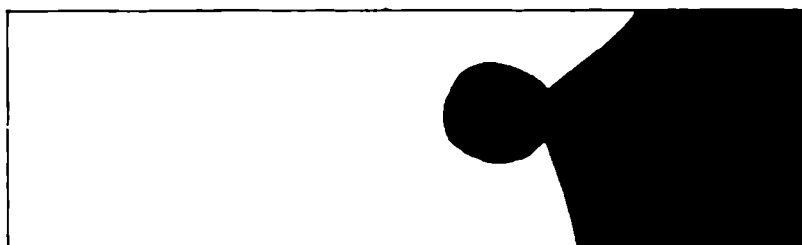
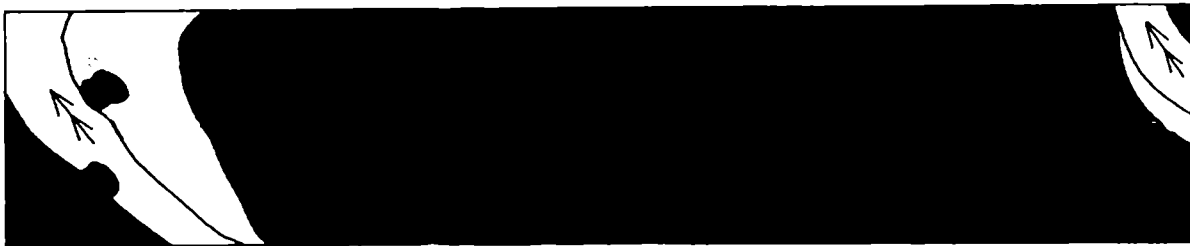
- CLASE 1: 40,70 %
- CLASE 2: 28,32 %
- CLASE 3: 1,91 %
- CLASE 4: 14,95 %
- CLASE 5: 4,12 %
- CLASE 6: 10,00 %

- ← sentido del escurrimiento superficial
- ⇐⇐⇐ escurrimiento encauzado

Figura 12a-c: Patrón de distribución de las clases de condiciones superficiales.

12 b

TRANSECTA B: Azimut 270 °



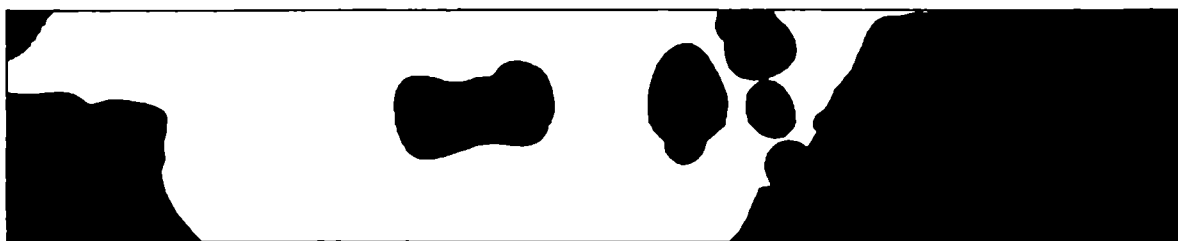
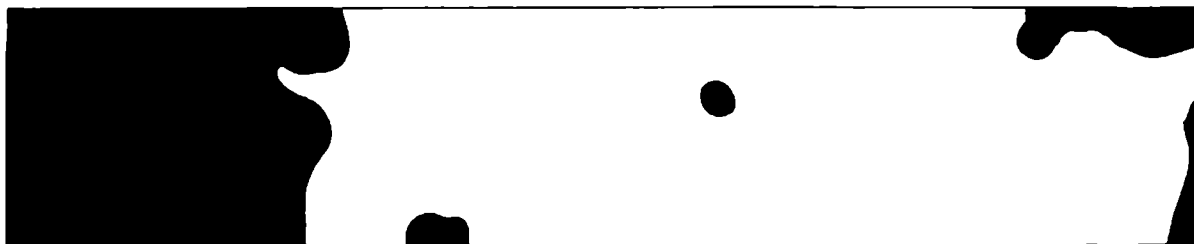
5 m

- CLASE 1: 24,72 %
- CLASE 2: 34,58 %
- CLASE 3: 12,56 %
- CLASE 4: 22,20 %
- CLASE 5: 0,96 %
- CLASE 6: 4,98 %

- ← sentido del escurrimiento superficial
- ⇐ escurrimiento encauzado

12c

TRANSECTA C: Azimut 115 °



- CLASE 1: 25,00 %
- CLASE 2: 35,07 %
- CLASE 3: 5,98 %
- CLASE 4: 31,51 %
- CLASE 5: 0,00 %
- CLASE 6: 2,44 %

5 m

- ← sentido del escurrimiento superficial
- ⇐ escurrimiento encauzado

Figura 13: Clase 1 de condición superficial. Montículo de suelo intacto asociado a la vegetación arbustiva, en este caso *Atriplex lampa* y abundante mantillo proveniente de la misma especie.

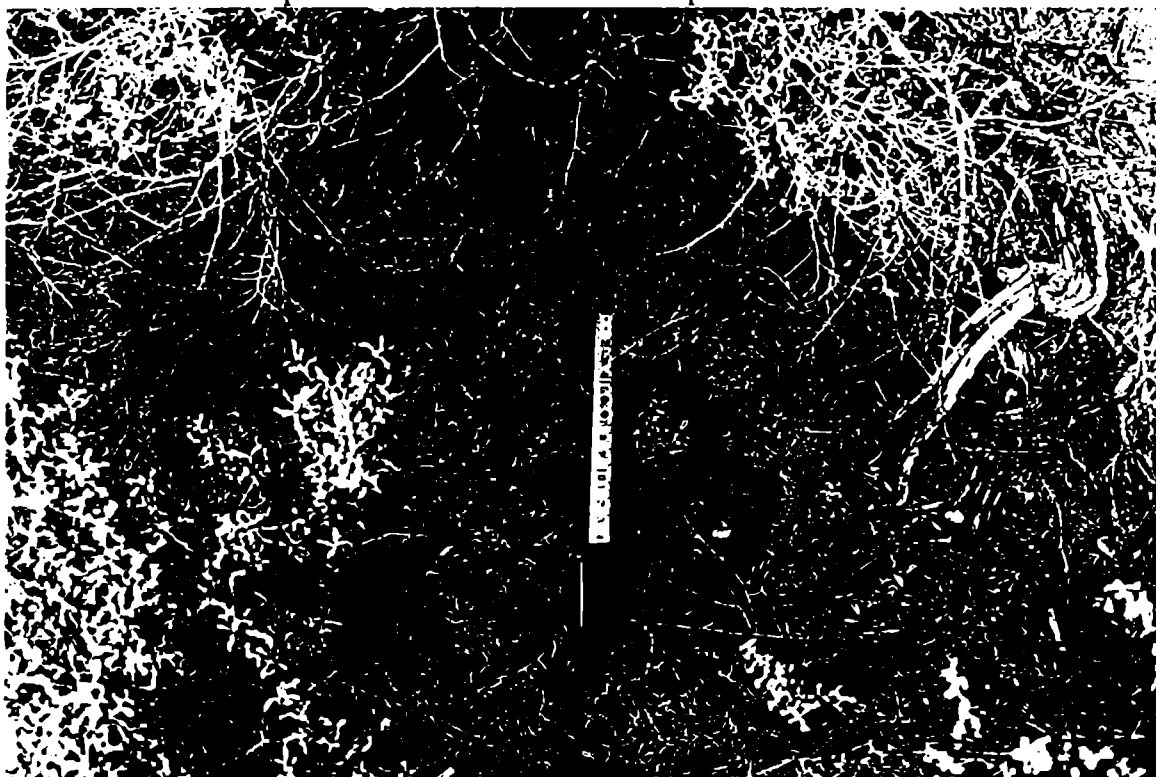


Figura 14: a) Corte realizado en el área de montículo (clase 1); b) nótese el patrón de agrietamiento subsuperficial (G), un delgado horizonte vesicular (Av) y la parte superior del horizonte 2Bt que subyace.

14 a



14b

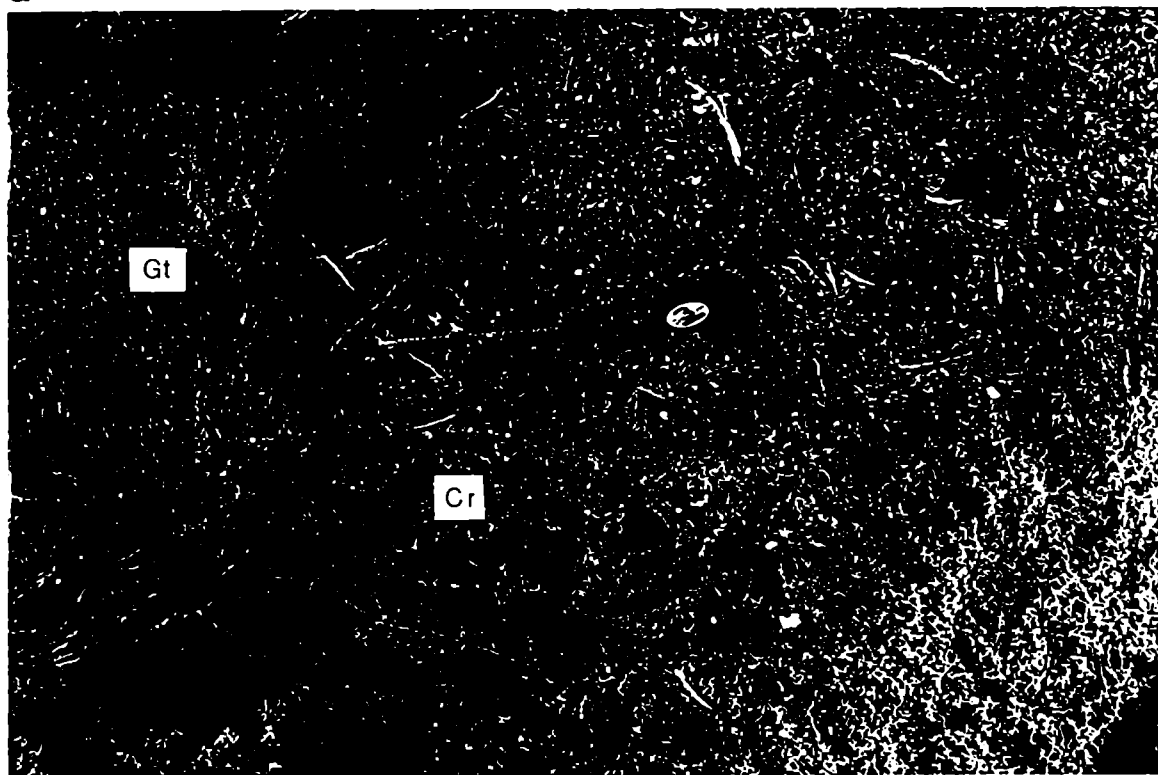


Figura 15: Detalle del límite superior del horizonte 2Bt con signos de erosión hídrica encauzada.



Figura 16: Clase 2 de condición superficial; a) capas criptógamas (Cr) y marcas de impactos de gotas de lluvia (Gt); b) erosión por salpicado evidenciado por restos de capas criptógamas en pedestal (P).

a

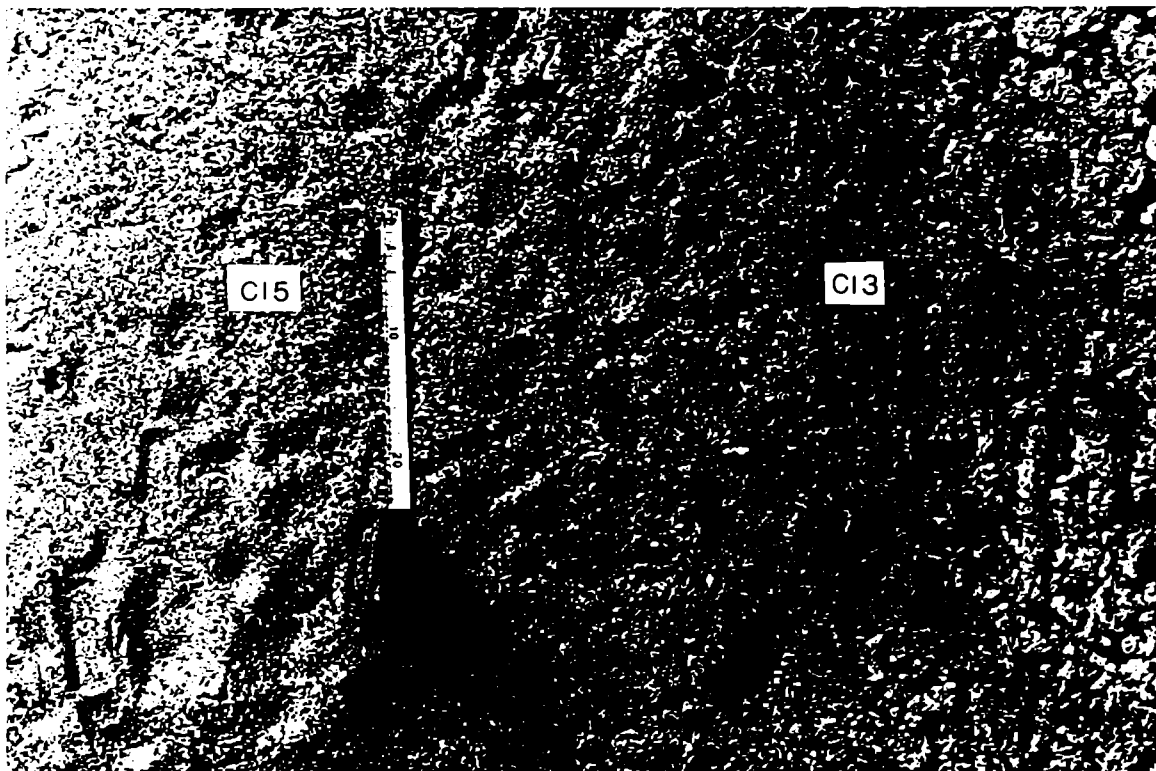


b



Figura 17: a) Clase 3 de condición superficial. Destrucción de agregados y hundimiento de gravas durante la estación fría. En este caso la clase 3 (CI 3) limita con la clase 5 de acumulación arenosa (CI 5). b) Depresiones alrededor de gravas (D).

a



b

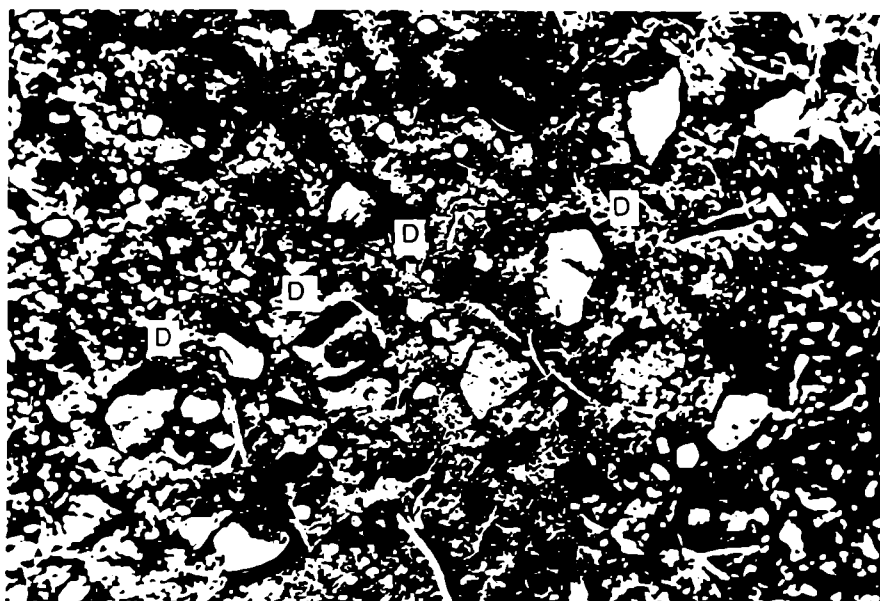


Figura 18: Clase 4 de condición superficial. Detalle del pavimento de desierto cuyas gravas están embebidas en el horizonte vesicular (Av). Debajo de dicho horizonte subyace el horizonte 2Bt.



Figura 19: Pavimento de desierto de mayor extensión. Obsérvese los fragmentos de tamaño piedra que se encuentran sueltos en superficie.



4.2 Descripciones mesomorfológicas

4.2.1 Area de montículo, clase 1 de condición superficial

La Figura 20a corresponde a una muestra sin perturbar tomada en el área de montículo o de clase 1 de condición superficial y la Figura 20b representa el esquema realizado sobre un bloque impregnado y pulido de la misma muestra. La morfología determinada en esta escala de observación, permitió diferenciar verticalmente tres zonas: superior, intermedia e inferior.

La zona superior pertenece al montículo propiamente dicho. Presenta un color en seco castaño y castaño pálido (10 YR 5/3 y 6/3 respectivamente), textura arenosa, y abundante mantillo. Los granos minerales se disponen según una distribución al azar y en parte paralela a la superficie mal definida.

La zona intermedia es muy delgada, entre 2 a 3mm de espesor y posee un color en seco castaño pálido y castaño muy pálido (10 YR 6/3 y 7/3 respectivamente).

La zona inferior corresponde a la parte superior del horizonte 2Bt. Presenta un color en seco castaño claro (7,5 YR 6/4) y en su límite superior se observan gravas y un sistema de fisuras subverticales rectas o curvadas alrededor de las gravas. En el interior de dichos poros planos se observa material proveniente de las capas superiores. Este material también se encuentra incorporado a la matriz del suelo en forma diseminada o agrupada.

4.2.2 Clase 2 de condición superficial

En el esquema de la Figura 21, correspondiente a una muestra impregnada de la clase 2, se observa la distribución de zonas homogéneas. En este caso particular se diferencian verticalmente también tres partes: 1) superior,

correspondiente a una costra de tipo sedimentaria, compuesta por una sucesión de microcapas de textura arenosa, cada una de ellas es diferenciada por el tamaño de partículas y se encuentran separadas por huecos planos; 2) intermedia, constituida por una capa vesicular bien diferenciada y 3) inferior, correspondiente a la parte superior del horizonte 2Bt. En este caso el horizonte 2Bt es atravesado por una grieta que ha sido desarrollada debajo y alrededor de una grava superficial, en cuyo interior se observa material proveniente de las capas superiores. La parte superior del horizonte 2Bt es a su vez diferenciada en distintos sectores debidos a cambios en su estructura que serán luego descriptos con mayor detalle en el punto 4.3. Dichos cambios están dados por estructuras de tipo: 1) complejas, en cámaras, canales y fisuras; 2) en cavidades dominante y 3) granular.

4.2.3 Horizontes vesiculares, clases 3 y 4 de condición superficial

La Figura 22 pertenece a una muestra del horizonte vesicular de la clase 4, el cual presenta una diferenciación vertical de la estructura en dos partes: superior e inferior. La primera se compone de material desagregado con un importante desarrollo de vesículas equidimensionales y mamiladas. La parte inferior, es de estructura masiva a laminar mal definida, donde las vesículas son más pequeñas y dispuestas en sentido paralelo a la superficie. Generalmente ambas partes están separadas por un plano de debilidad.

En general, el diámetro de las vesículas varía de 1 mm a 3 mm. En la superficie la arcilla sella el suelo entre los espacios formados por las gravas y la arena muy gruesa del pavimento de desierto. La estructura del horizonte vesicular cambia abruptamente en profundidad por la estructura en bloques

subangulares del horizonte 2Bt.

Las características morfológicas de los horizontes vesiculares estudiados se muestran en la Tabla 13.

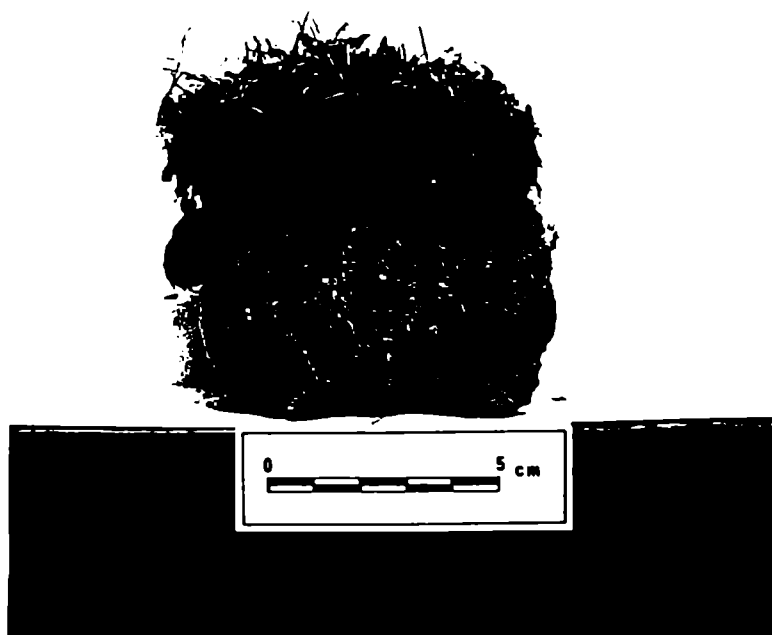
Tabla 13: Descripción morfológica de los horizontes vesiculares

Propiedades	Descripción	
Espesor medio (n= 20, cm):	2	
PS:	0,5	
PI:	1,5	
Color*		
seco:	10YR 7/2, 5/3 y 6/3	
húmedo:	10YR 4/2	
Límite:	abrupto, ondulado	
Estructura:		
PS	laminar gruesa, débil	
PI	laminar gruesa, moderado	
Poros:		
Porosidad total (%)	42,5	
Tamaño	Abundancia (%) y clase	
Subcapas	PS	PI
MF (0,075-1mm)	20 v	15 v, 5 I
F (1-2mm)	25 v	5 v
M (2-5mm)	15 v	-
TOTAL	60 v	20 v, 5 I

Referencias: * El color se refiere a la parte superior; los colores de la parte inferior tienen cromas ligeramente más claros; v: poros vesiculares, I: poros intersticiales. MF: muy finos, F: finos, M: medios. PS: parte superior, PI: parte inferior.

Figura 20: a) Muestra sin perturbar del área de montículo, clase 1 de condición superficial; b) esquema de la diferenciación morfológica vertical. S: zona superior, montículo; M: zona intermedia e I: zona inferior, parte superior del horizonte 2Bt. V: restos vegetales. Hpl: huecos planos subverticales y curvados alrededor de gravas. Ms: material de relleno proveniente de las capas superiores; a, dentro de huecos planos; b, agrupado y c, diseminado en la matriz del suelo. Gr: gravas.

a



b

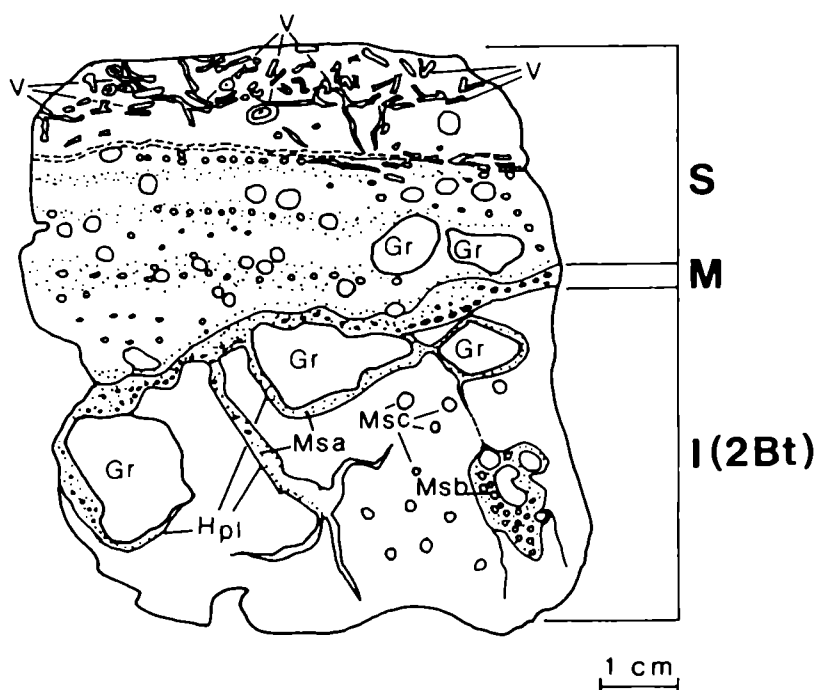


Figura 21: Esquema de una muestra impregnada y pulida de la clase 2 de condición superficial. Zona superior, costra sedimentaria (CS); zona intermedia, horizonte o capa vesicular (Av) y zona inferior, parte superior del horizonte argílico (2Bt). A: estructura compleja, en cámaras, canales y fisuras; B: estructura en cavidades dominante y C: estructura granular. Ms: material de relleno proveniente de las capas superiores.

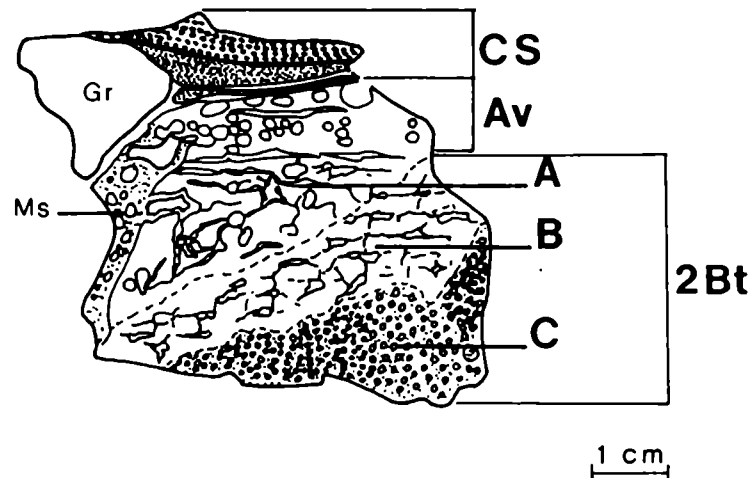


Figura 22: Horizonte vesicular, clase 4 de condición superficial. PS, parte superior y PI, parte inferior.



4.3 Descripciones micromorfológicas

Micromorfológicamente, la superficie del suelo puede ser clasificada en las siguientes capas y costras: 1) capas masivas de grano suelto, 2) costras sedimentarias y 3) costras estructurales vesiculares. Las descripciones micromorfológicas del suelo superficial se muestran en el Anexo I. La naturaleza, grado de alteración y morfología de los componentes minerales gruesos están descritos con mayor detalle en el punto 4.5 (Mineralogía) y en el Anexo II.

4.3.1 Capas masivas de grano suelto

Están representadas por los montículos de suelo de textura arenosa de la clase 1. Las secciones delgadas descritas corresponden a la parte superior referida en la Figura 20a-b.

El material es apedal con una estructura de grano suelto. La porosidad total es del orden del 50% y está determinada, en orden de abundancia, por huecos de empaquetamiento simples (entre granos minerales), canales, cavidades y huecos planos (fisuras). En contacto con la capa que subyace se observan muy escasos huecos de empaquetamiento complejos (entre granos minerales y agregados). El patrón de distribución de los huecos es al azar, salvo el de los huecos planos que es paralelo a la superficie. La relación grueso/fino, con límite en los 10 micrones ($g/f_{10\mu}$) es de 95:5 y la distribución relacionada de esta relación es mónica. La fracción mineral $>10\mu$ presenta una fábrica entre al azar a bandeada mal definida paralela a la superficie. Esta última está relacionada al agrupamiento de partículas finas en los huecos planos (Fig. 23). Cerca de la superficie abundan restos de vegetales (mantillo), como ser tejido celular y

raíces. Los rasgos pedológicos están representados por escasos recubrimientos de tipo casquete y casquete enlazado compuestos de arena muy fina, limos y arcillas que cubren los granos de arenas (Fig. 24).

Subyace a la capa masiva de grano suelto una delgada capa con estructura vesicular dominante intermedia con el horizonte 2Bt.

Figura 23: Microfotografía de la capas masiva de grano suelto, clase 1 de condición superficial. El escaso material fino (parte central de la foto) puede en ocasiones agruparse en la base de los huecos planos. X 63, luz normal.

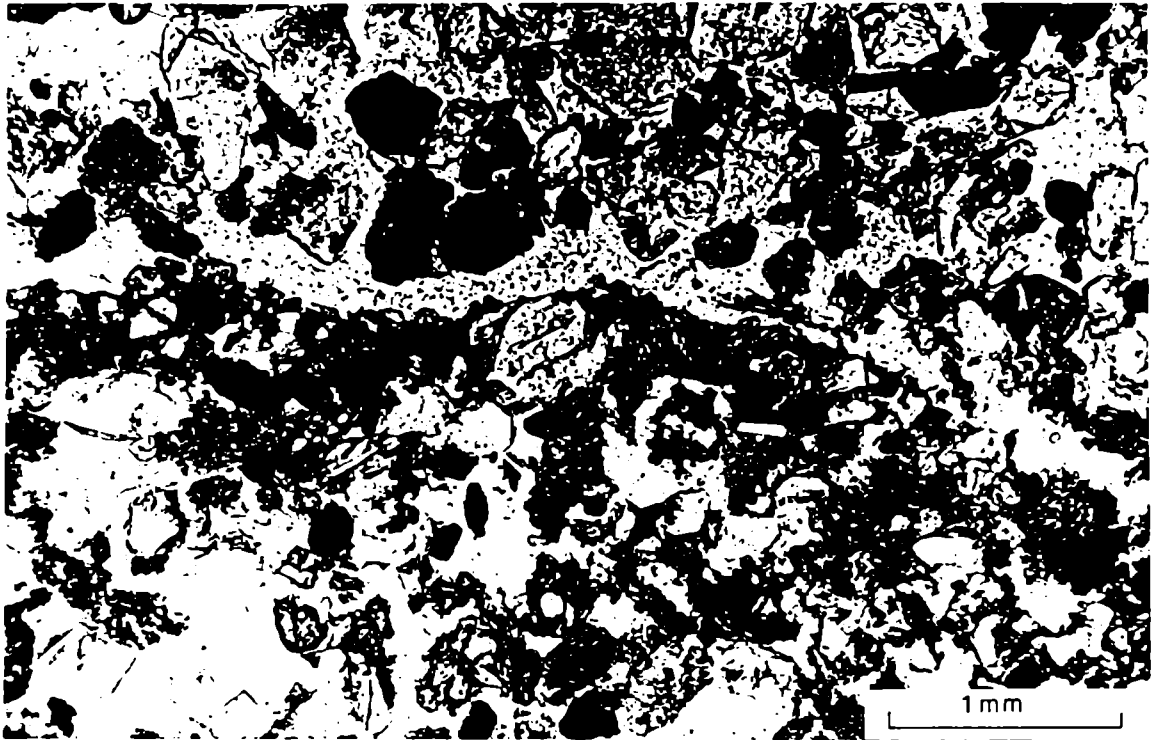
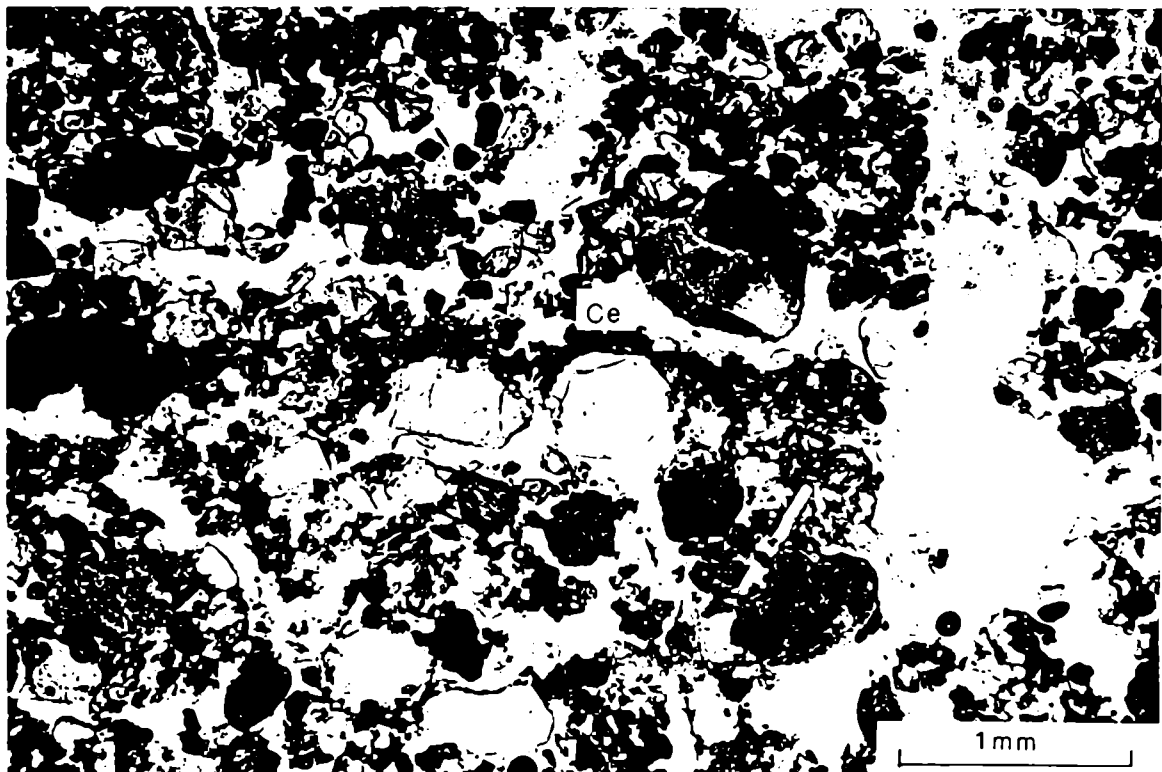


Figura 24: Microfotografía de la capas masiva de grano suelto. Rasgos pedológicos texturales de tipo casquete enlazado (Ce). X 25, luz normal.



4.3.2 Costras sedimentarias

Se presentan generalmente en la clase 2 de 0-1 cm de profundidad, situación que en forma similar se registra en la clase 5. La descripción micromorfológica pertenece a la parte superior de la Figura 21. En este sector el material es apedal con una estructura de grano suelto. La porosidad estimada es del 50% determinada por huecos de empaquetamiento simple que gradan a cavidades irregulares proladas muy interconectadas con un patrón de distribución bandeada bien definida. La relación $g/f_{10\mu}$ es de 98:2, con una distribución relacionada mónica. La fábrica del material $> 10\mu$ es bandeada paralela a la superficie bien definida (Fig. 25). Se observa claramente una alternancia de microcapas determinadas por diferencias en la granulometría y resaltada por los minerales opacos. Los componentes orgánicos básicos se componen de escasos restos de raíces y tejido vegetal que se disponen de acuerdo a la fábrica del material grueso. Los rasgos pedológicos consisten en escasos recubrimientos de arena muy fina y limos gruesos de tipo casquete enlazado (Fig. 26).

Subyace a la costra sedimentaria una delgada capa vesicular bien desarrollada (horizonte Av) de material apedal (Fig. 27) y debajo de ésta aparece la parte superior del horizonte 2Bt.

Figura 25: Microfotografía de la costra sedimentaria, clase 2 de condición superficial. La estructura es de grano suelto y la fábrica del material grueso es bandeada paralela a la superficie bien definida. X 25, luz normal.

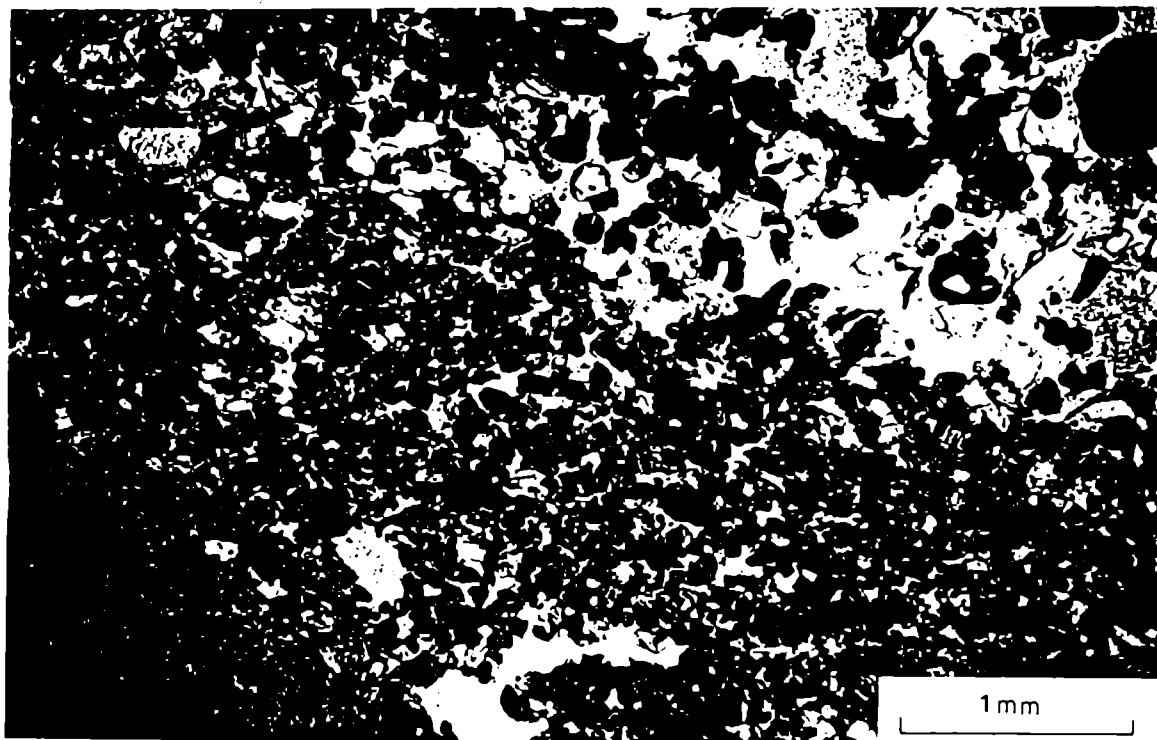


Figura 26: Microfotografía de la costra sedimentaria. Rasgos pedológicos texturales de tipo casquetes enlazados Ce), compuestos de arena fina y limos gruesos. X 25, luz normal.

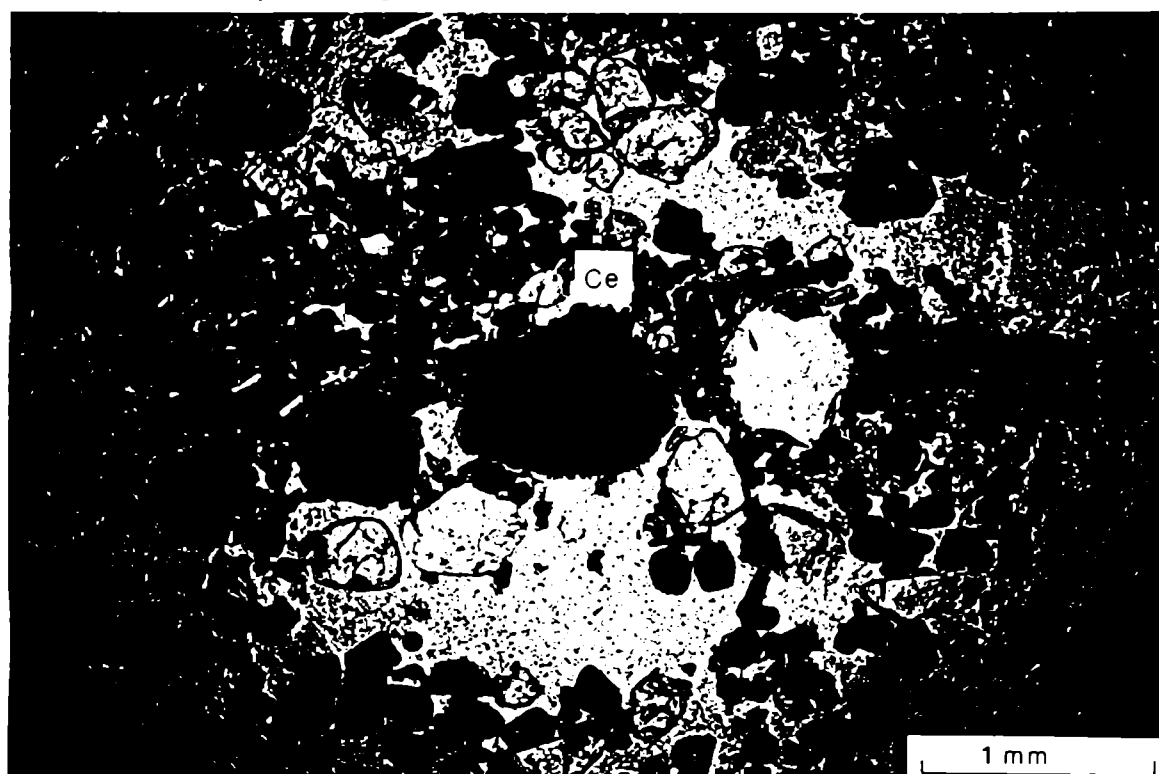
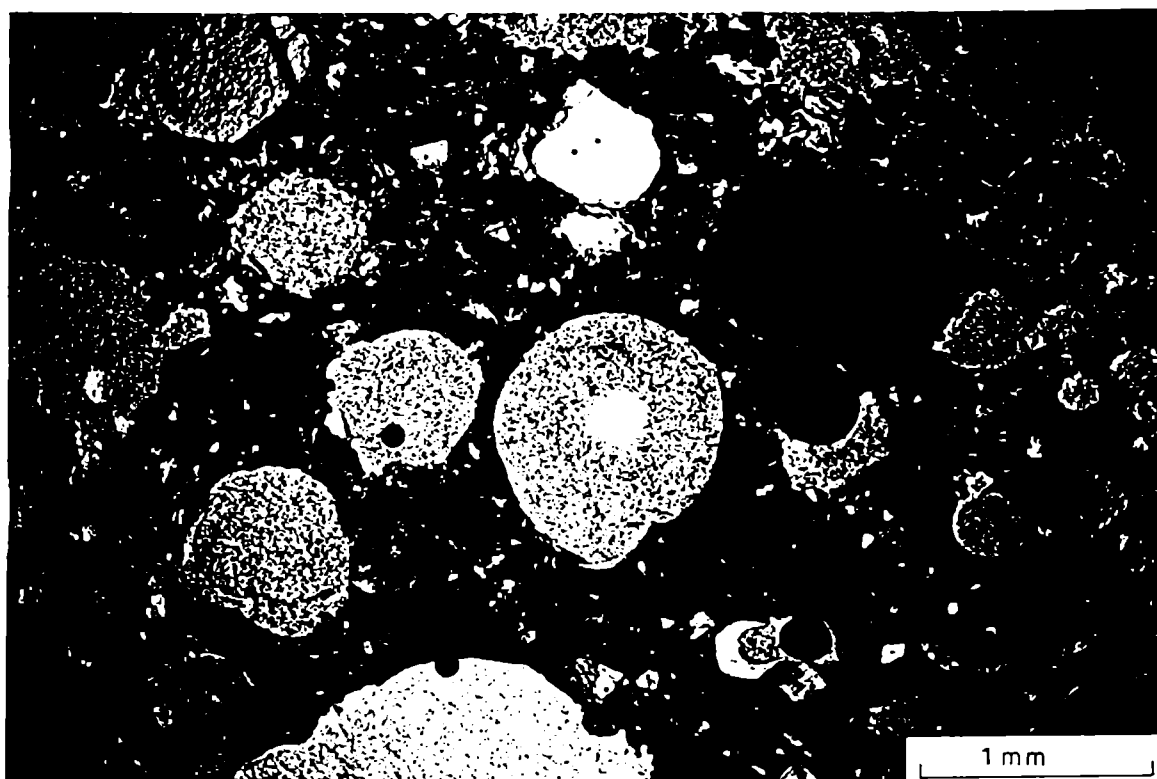


Figura 27: Microfotografía del Horizonte vesicular que subyace a la costra sedimentaria; v: vesículas equidimensionales. X 25, luz normal.



4.3.3 Costras estructurales vesiculares

Corresponde a este tipo morfológico los horizontes vesiculares presentes en las clases 3 y 4. También se los encuentra, de menor espesor y grado de desarrollo, debajo de las capas masivas de grano suelto y de las costras sedimentarias.

Las costras estructurales vesiculares consisten en material apedal cerca de la superficie (parte superior del horizonte Av), mientras que en profundidad (parte inferior) la pedalidad es débil. La estructura en general es compleja, entre vesicular y vesicular entre granos (dominante en la clase 4) y en cavidades (dominante en la clase 3).

En la parte superior de la costra las vesículas poseen paredes lisas, especialmente en las bases y formas equidimensionales y mamiladas desde 0,5mm a 3mm de diámetro (Figs. 28 y 29). En algunos casos el aumento del tamaño de las vesículas es por coalescencia de dos o más de ellas (Fig. 30a-b). En la parte inferior, las vesículas son más pequeñas y proladas en sentido paralelo a la superficie.

Las cavidades predominan en las costras de la clase 3 y en general corresponden a macroporos prolados con orientación bandeada paralela a la superficie. Sus paredes pueden ser de irregulares a lisas y mamiladas. Tanto las vesículas como las cavidades están interconectadas por poros planos. El patrón de distribución de las vesículas, cavidades y huecos planos es bandeado paralelo a la superficie.

En menor proporción se observan huecos planos curvados, alrededor de granos esqueléticos y huecos de empaquetamiento simples y complejos.

La porosidad varía entre 40 y 50% en la parte superior y entre 15 y 35% en

la zona inferior de la costra.

La relación $g/f_{10\mu}$ es entre 50:50 y 40:60 en la parte superior y de 35:65 a 20:80 en la parte inferior. La distribución relacionada de la relación g/f es porfírica de espaciado simple a doble.

El material fino ($< 10\mu$) presenta una fábrica-b en motas aisladas (Fig. 30b) y en partes es grano y poroestriada, esta última se observa mayormente en las bases de las vesículas (Fig. 31a-b) y en huecos planos.

Los componentes minerales de origen orgánico, comprenden frecuentes diatomeas de hasta $50 \mu\text{m}$.

Los rasgos pedológicos están representados, principalmente en la parte inferior, por frecuentes recubrimientos fragmentados de arcillas orientadas inmersos en la masa basal.

Se observan además escasos y delgados recubrimientos arcillosos discontinuos en las bases de las vesículas (Fig. 32a-b) y alrededor de granos. Sobre las paredes de los poros planos es frecuente encontrar rasgos pedológicos de fábrica representados por recubrimientos de tensión o "slickensides".

El análisis submicroscópico mediante las imágenes SEM, muestra vesículas de diversas formas y tamaños (Figs. 33 y 34). En la masa basal se observa la casi ausencia de la fracción arcilla, siendo las partículas de arena muy fina y limos débilmente empaquetadas (Figs. 35 y 36). El grado de empaquetamiento aumenta sobre las paredes de las vesículas, donde los granos, incluso arcillas, se disponen en forma tangencial unos con otros (Figs. 37 y 38).

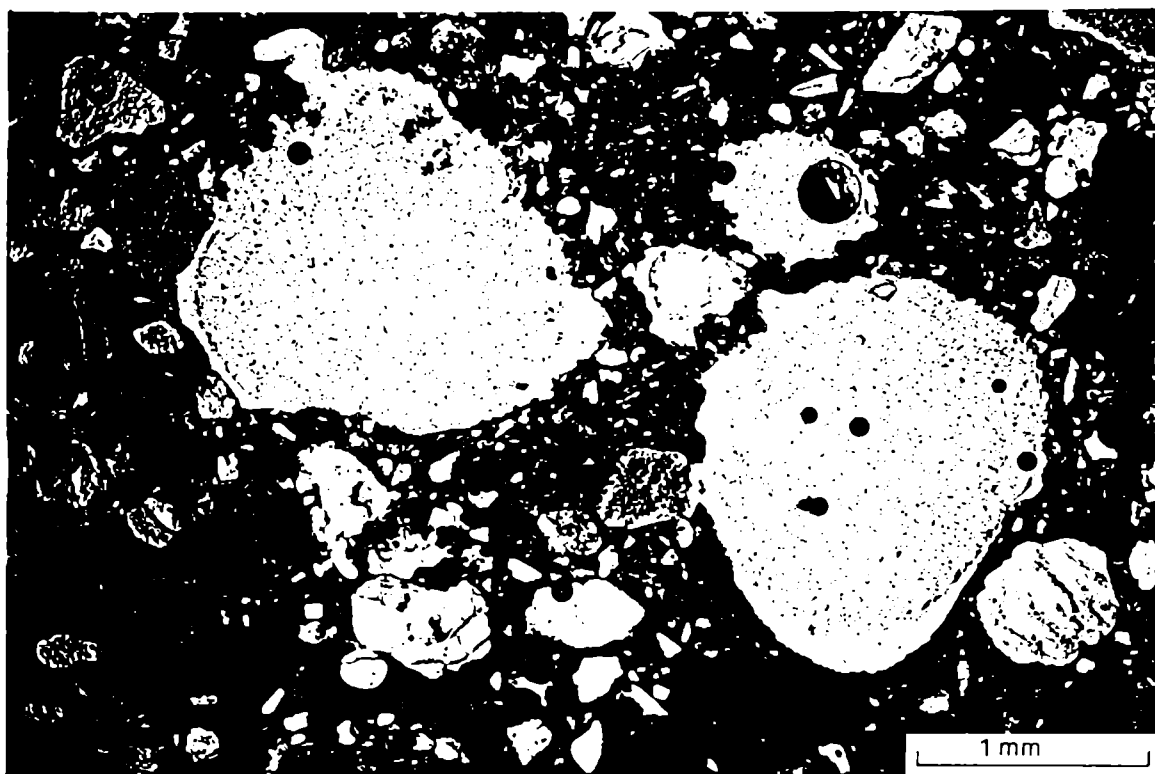
Las capas vesiculares que subyacen a las capas masivas de grano suelto y a las costras sedimentarias, presentan similitudes con las que son expuestas en la superficie, con la diferencia que las primeras son más delgadas (0,5cm como

máximo), no se diferencian verticalmente en dos partes y el tamaño máximo de las vesículas no superan los 700μ .

Debajo de las costras estructurales vesiculares se encuentra el límite superior del horizonte argílico.

Figuras 28 y 29: Microfotografías de la costra estructural vesicular (horizonte Av); parte superior. Estructura vesicular entre granos. Vesículas eqidimensionales, con paredes lisas en la base e irregulares en el techo. X 25, luz normal.

28



29

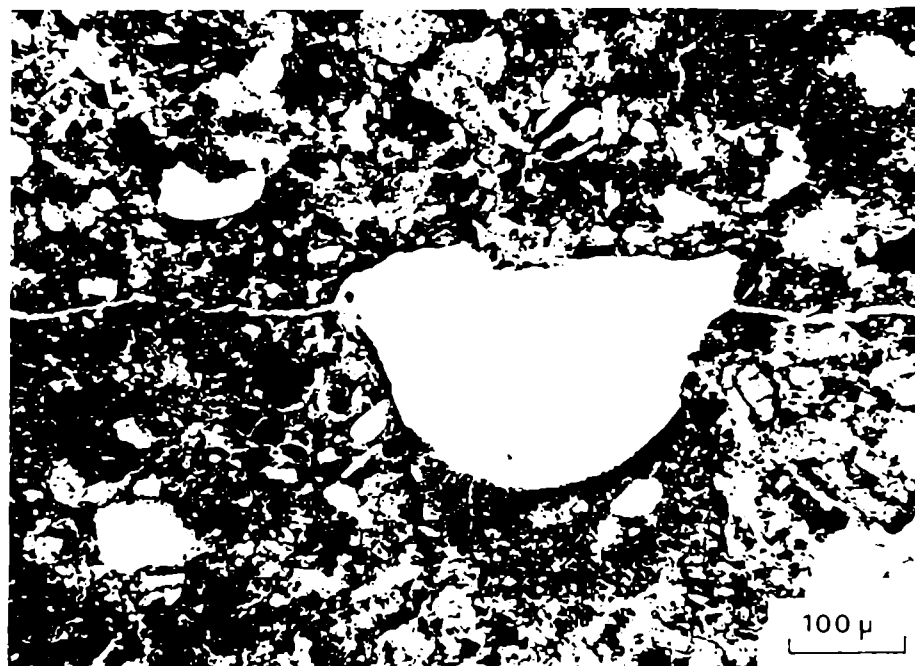
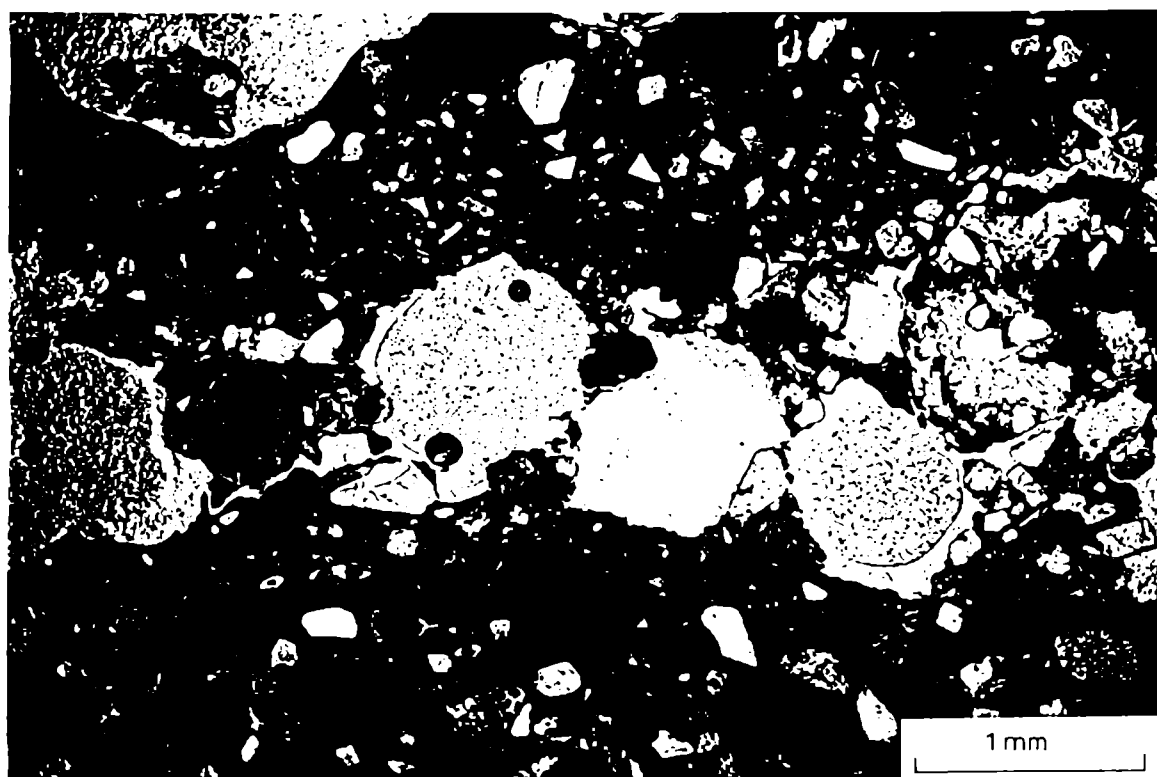


Figura 30: Microfotografías de la costra estructural vesicular. Obsérvese el aumento del espacio poral por la coalescencia de vesículas equidimensionales. X 25, a) luz normal; b) nicoles cruzados; la fábrica-b del material fino es en motas aisladas.

a



b

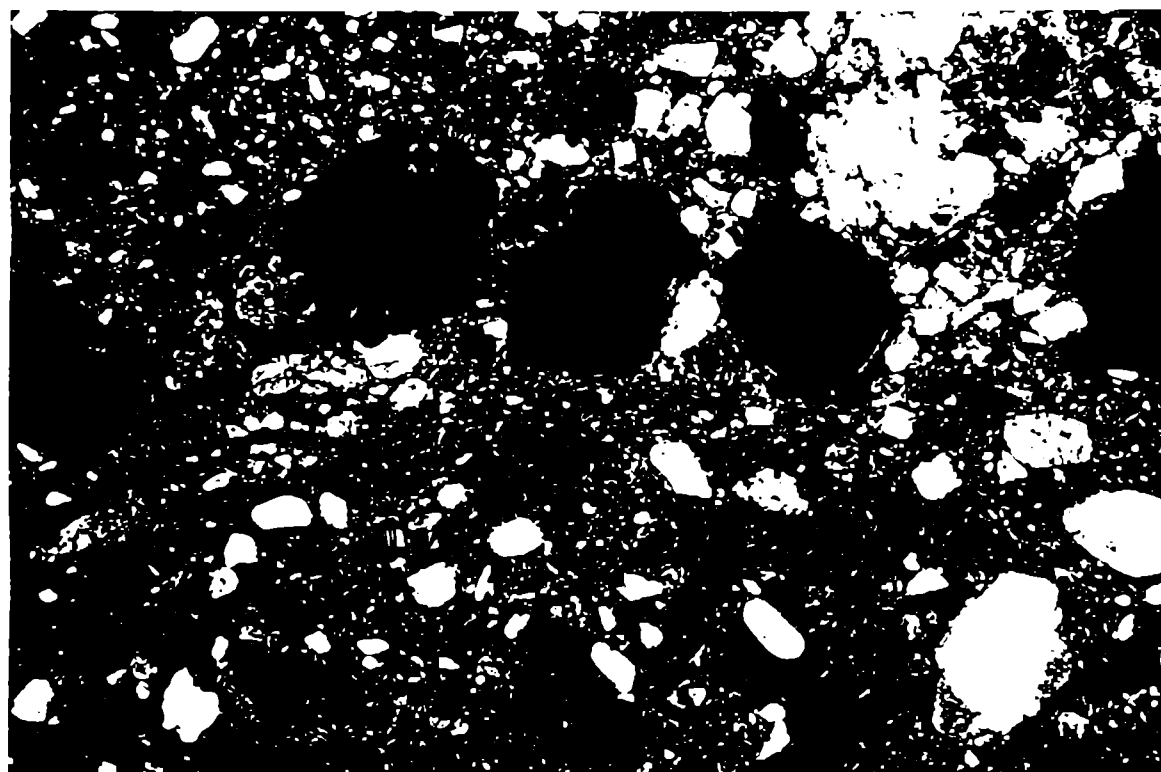


Figura 31: Microfotografía de la costra estructural vesicular. Vesícula prolada con forma mamilada. X 25, a) luz normal; b) nicoles cruzados. Nótese la fábrica-b del material fino de tipo poroestriada en la base de dicho poro.

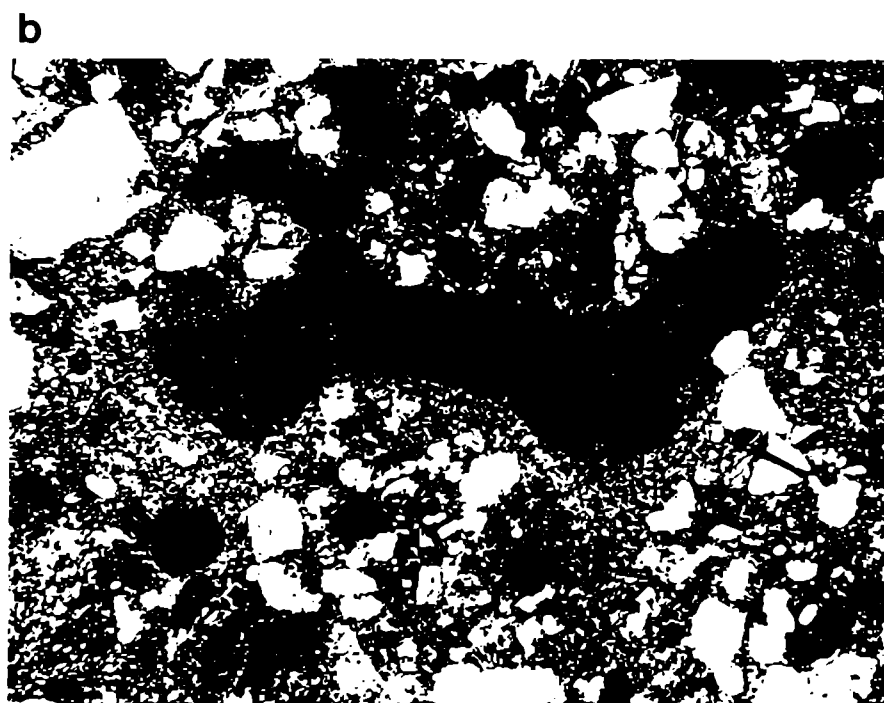
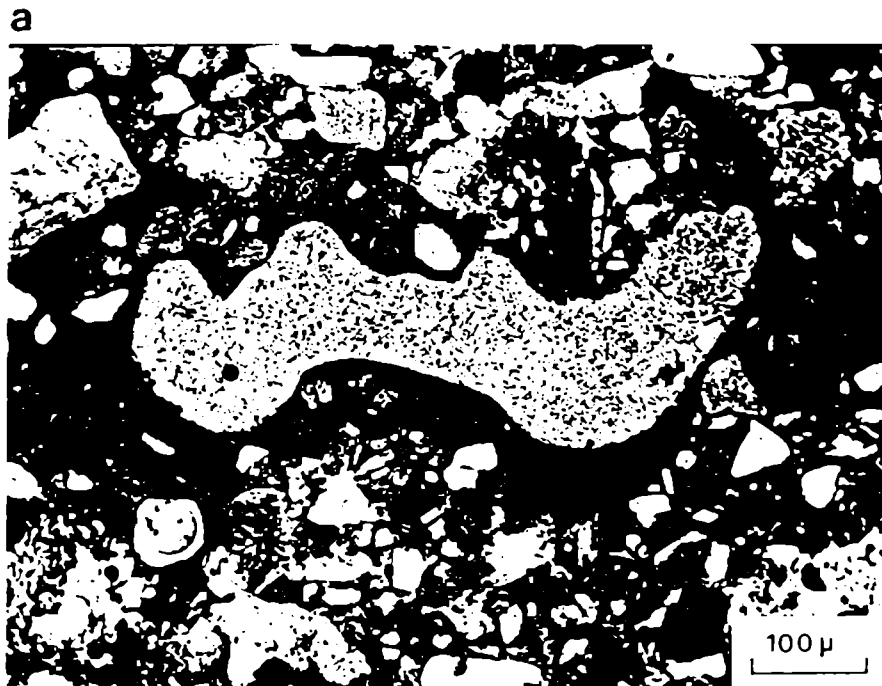
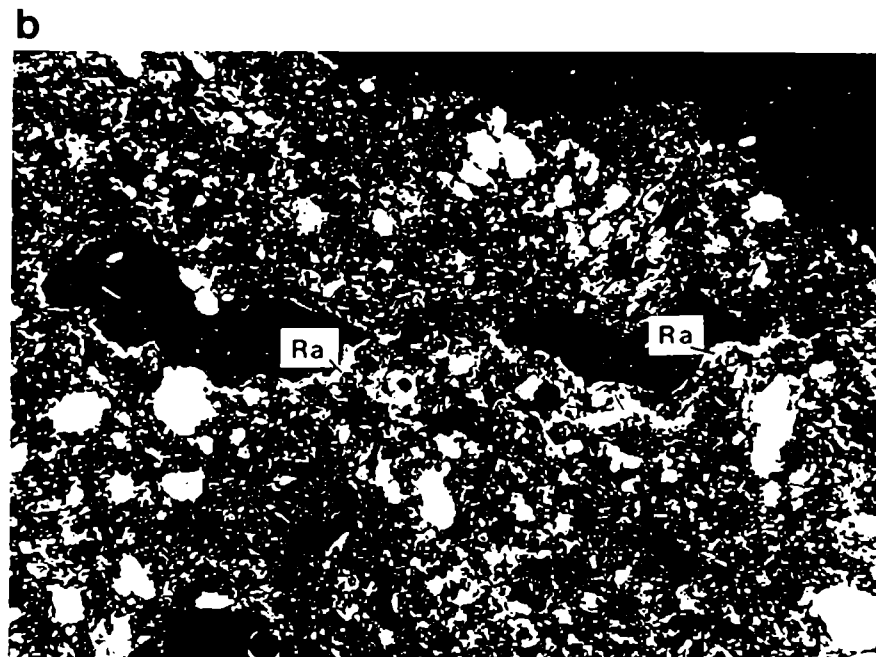
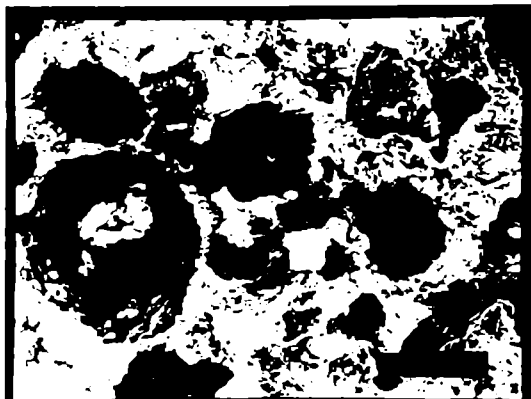


Figura 32: Microfotografía de la costra estructural vesicular, parte inferior. Las vesículas (v) poseen formas proladas e interconectadas por huecos planos (hpl). Se observan delgados recubrimientos arcillosos (Ra) en las bases de las vesículas. a) luz normal; b) nicoles cruzados.

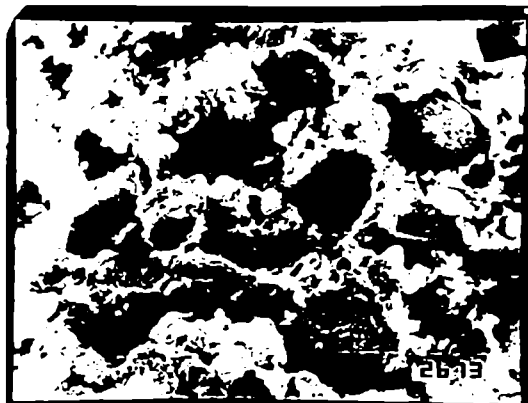


Figuras 33 y 34: Imágenes obtenidas con microscopio electrónico de barrido (SEM), en la parte superior de la costra estructural vesicular. Se observan vesículas de diversas formas y tamaño. X 35.

33



34



Figuras 35 y 36: Imágenes SEM. Detalle de las Figuras 36 y 37 tomadas en la masa basal, donde se observa la casi ausencia de la fracción arcilla, siendo las partículas de arena muy fina y limos débilmente empaquetadas. Fig. 38, X 1000; Fig. 39, X 2000.

35



36

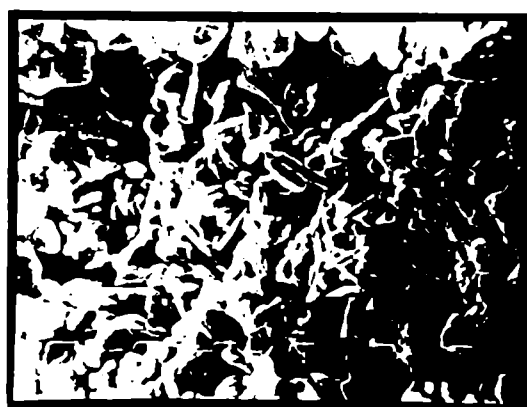
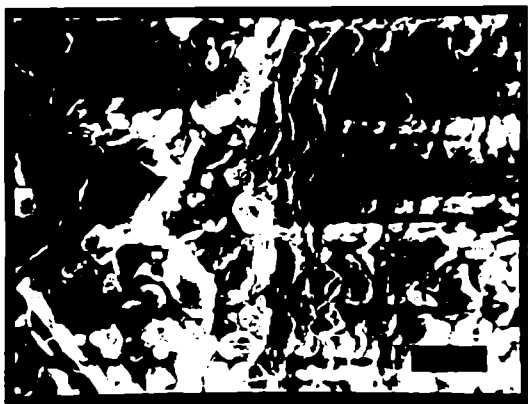


Figura 37: Imagen SEM. Detalle del límite entre la masa basal y la pared de una vesícula (p). Nótese el distinto grado de empaquetamiento de partículas de ambas zonas. X 3500.

Figura 38: Imagen SEM. Detalle del empaquetamiento de partículas, incluso arcillas, en forma tangencial unas con otras sobre la pared de una vesícula. X 5000.

37



38



4.3.4 Parte superior del horizonte argílico

La descripción se realizó desde el límite superior del horizonte 2Bt hasta los 10 cm de profundidad. En las áreas de pavimento (clase 4) esta profundidad alcanza parte del horizonte 2Btk.

La parte superior del horizonte 2Bt presenta un grado de pedalidad moderado a bueno en profundidad. La estructura es compleja que, dependiendo del sector del corte donde se lo describa, dominará más un tipo de estructura que otro. Un ejemplo de la distribución de las estructuras es referida en la Figura 21. En todos los casos observados, la parte superior del horizonte 2Bt aparece debajo de las capas y costras estructurales vesiculares. En profundidad, la diferenciación de la estructura es como sigue: 1) en cámaras, canales, cavidades y fisuras (Fig. 39a-b); 2) en cavidades y fisuras (Fig. 40a-b) y 3) granular (Fig. 41). Esta última se encuentra en contacto con el horizonte 2Btk de estructura en bloque angulares mal definidos y fisurada (Fig. 42a-b).

La porosidad varía entre 25% en las áreas con estructura compleja a 40% donde domina la estructura granular caracterizada por un dominio de huecos de empaquetamiento compuestos.

Las cavidades son macroporos equidimensionales y prolados con un patrón de orientación paralelo a la superficie, de paredes lisas mamiladas y muy interconectadas por poros planos. Las cámaras son equidimensionales interconectadas por microcanales.

La relación $g/f_{10\mu}$ varía entre 20:80 cerca del límite superior, 35:65 en la parte media y 5:95 en la parte inferior del corte, donde la estructura es granular. La distribución relacionada de la relación g/f puede ser porfírica y en partes enáulica y quitónica.

La fábrica del material grueso es al azar, y la fábrica-b del material fino es en motas aisladas y en mosaicos (Figs. 39b, 40b y 42b), en algunos sectores es monoestriada al azar y alrededor de cavidades y huecos planos es poroestriada (Fig. 43).

Los rasgos pedológicos consisten en abundantes recubrimientos arcillosos fragmentados de hasta 1mm de espesor con microfisuras a través de o entre las microlaminaciones (Fig. 44a-b). Otros se encuentran fragmentados sobre las paredes de los huecos (Fig. 45a-b). Relacionados a huecos planos (fisuras) se observan frecuentes rasgos pedológicos de fábrica dados por recubrimientos de tensión o "slickensides" (Fig. 43). Se observan además escasos rasgos pedológicos texturales compuestos, constituidos por la alternancia de microcapas arcillo-limosas alrededor de huecos (Fig. 46a-b). También se presentan escasos nódulos impregnativos con bordes difusos de óxidos de hierro (Fig. 47).

En los huecos planos subverticales y curvos debajo de gravas (macroporos) y en canales de raíces, se observa material proveniente de las capas y costras que sobreyacen (Fig. 48). Es común además que este material se encuentre incorporado a la masa basal en forma dispersa o agrupada, como fuera mencionado en el punto 4.2. Una característica que presentan estas zonas de incorporación de material es la distribución relacionada g/f enáulica y quitónica antes descritas.

El horizonte 2Btk presenta un grado de pedalidad moderado a bueno. La estructura es compleja: laminar, en bloques angulares mal definidos y fisurada (Fig. 49). La porosidad estimada es del orden del 20%.

La relación $g/f_{10\mu}$ es de 20:80 y la distribución relacionada g/f es porfírica a enáulica. La fábrica-b del material fino es cristalítica determinada por la calcita

de tamaño micrita a subesparita y en parte es en motas aisladas.

Los rasgos pedológicos se componen de abundantes recubrimientos de arcillas fragmentados y de recubrimientos calcíticos, ambos sobre las paredes de los poros. En algunos casos los recubrimientos arcillosos fragmentados se encuentran casi rodeados por la calcita micritica autigénica o incorporados en la masa basal (Fig. 50a-b).

Figura 39: Microfotografía de la parte superior del horizonte argílico (2Bt). Estructura compleja en cámaras (Cm), canales (Cn), cavidades (Cv) y fisuras (F). La fábrica-b del material fino es en motas aisladas y en mosaicos. X 25, a) luz normal; b) nicoles cruzados.

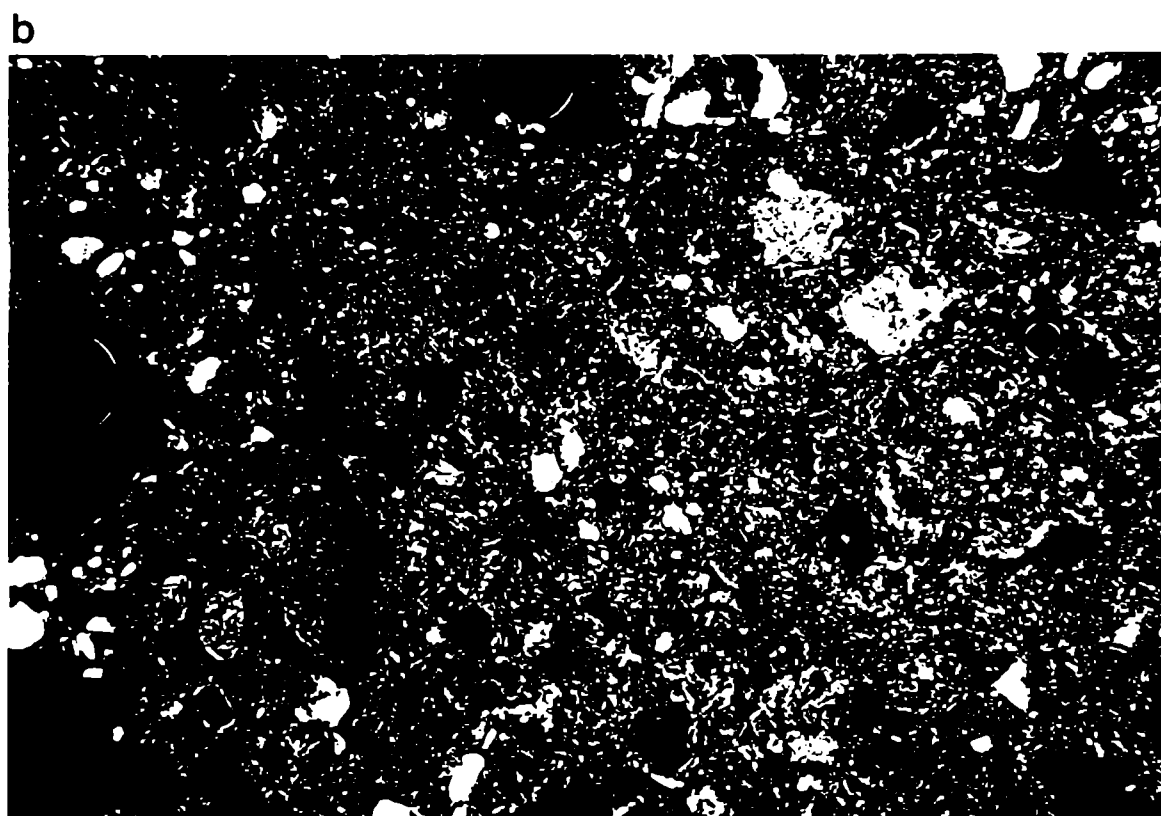
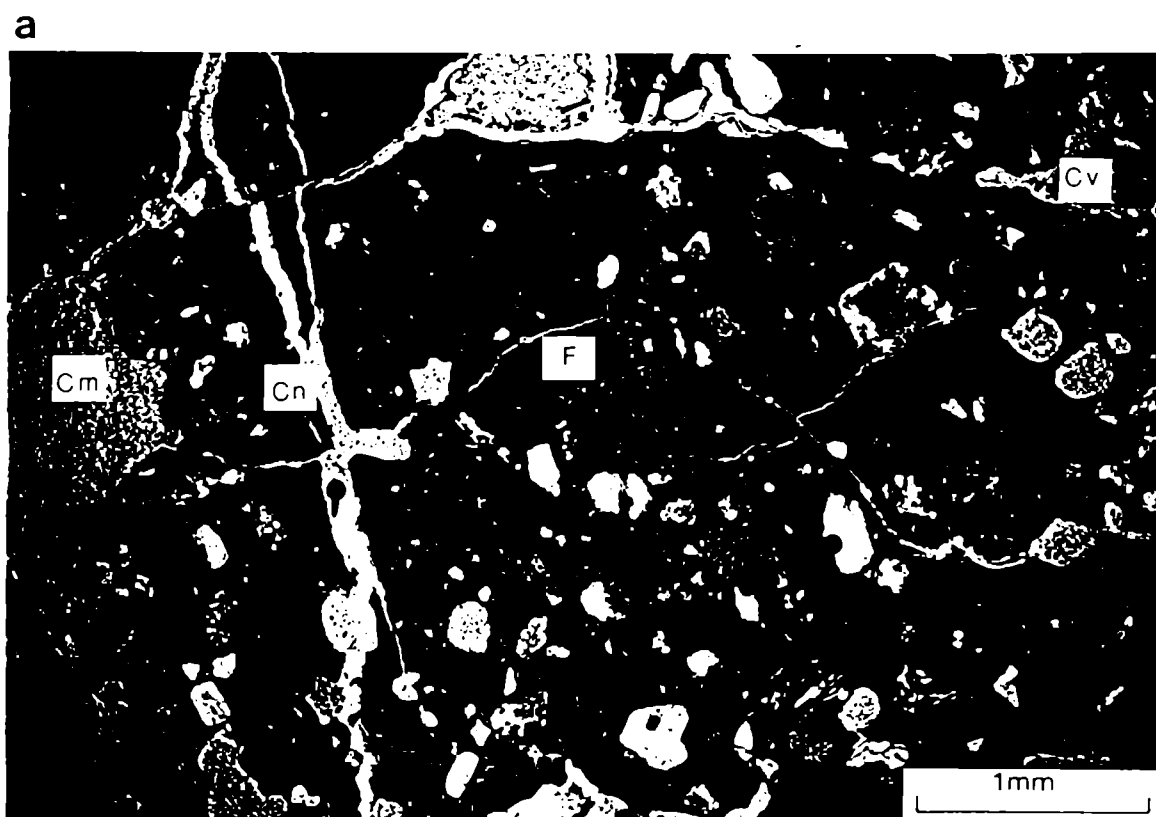


Figura 40: Microfotografía de la parte superior del horizonte argílico. Estructura compleja en cavidades (Cv) y fisurada (F). La fábrica-b del material fino es en motas aisladas y en mosaicos. X 25, a) luz normal; b) nicoles cruzados.

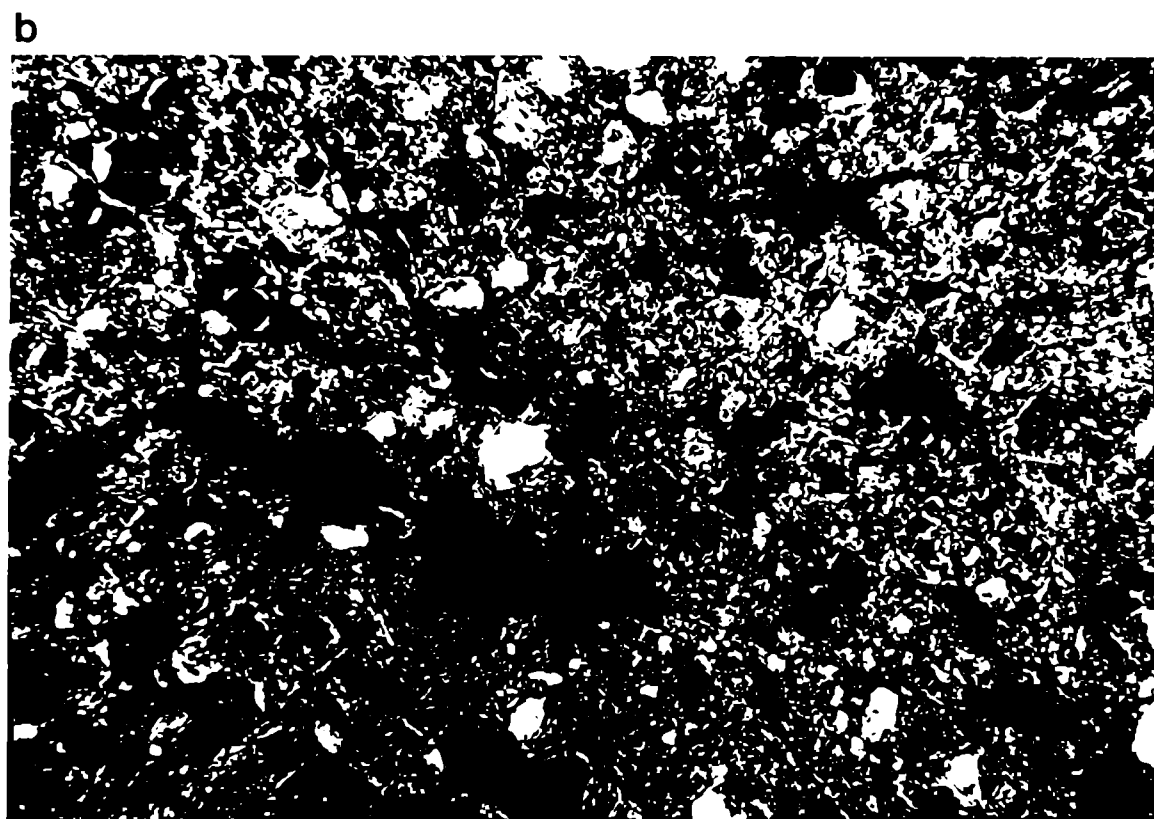
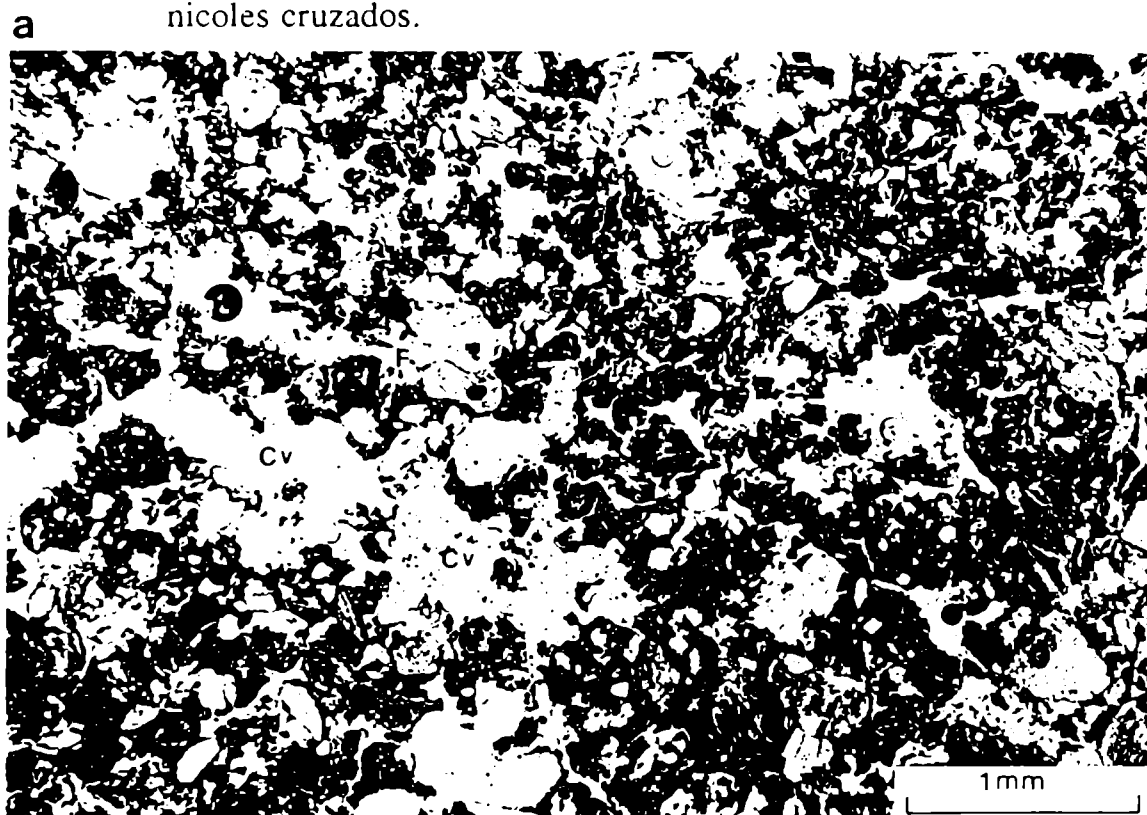


Figura 41: Microfotografía de la parte superior del horizonte argílico. Estructura granular. X 25, luz normal.

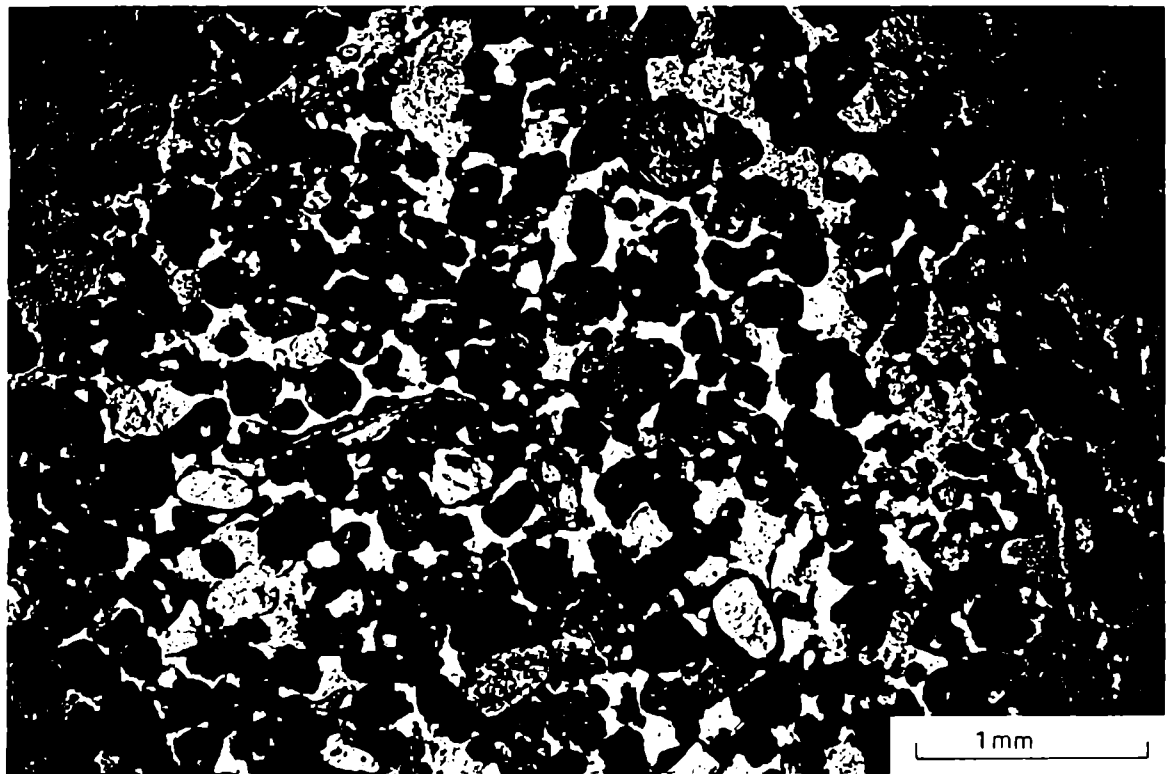
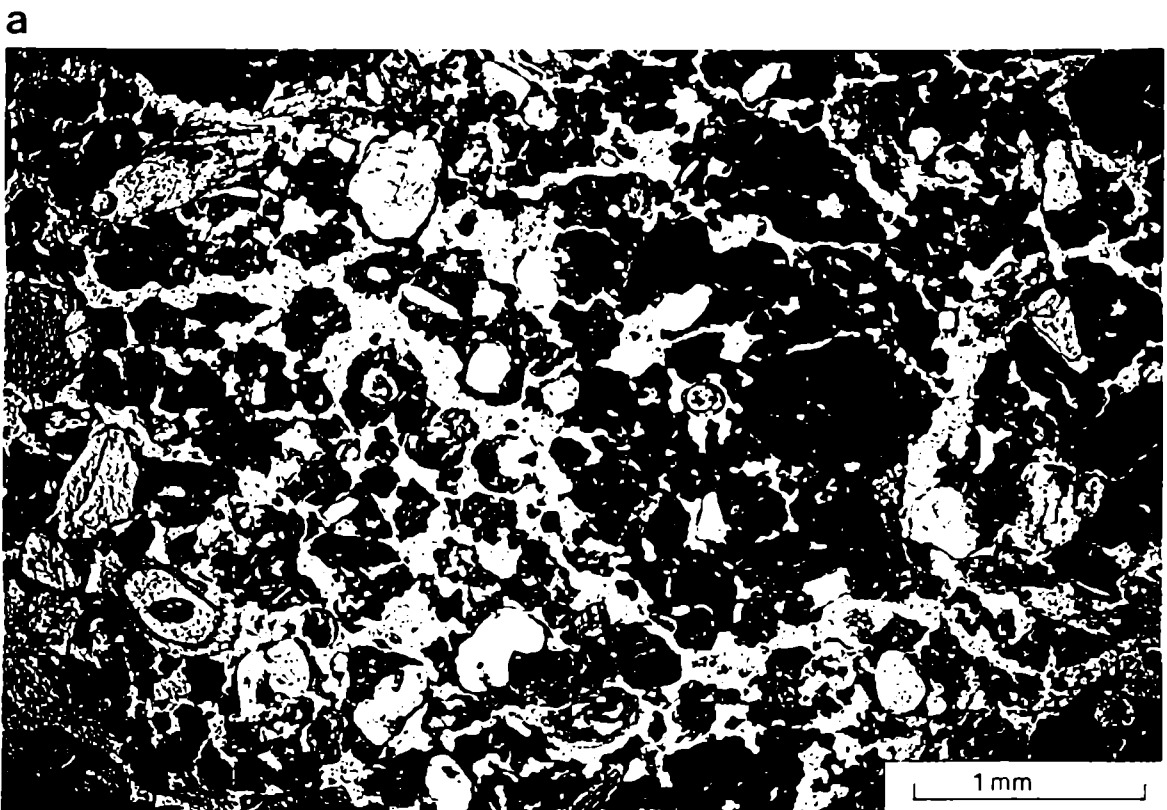


Figura 42: Microfotografía del horizonte argílico de estructura granular en contacto con el horizonte 2Btk de estructura en bloque angulares mal definidos y fisurada. La fábrica-b del material fino es en motas aisladas y en mosaicos. X 25, a) luz normal; b) nicoles cruzados.



42b

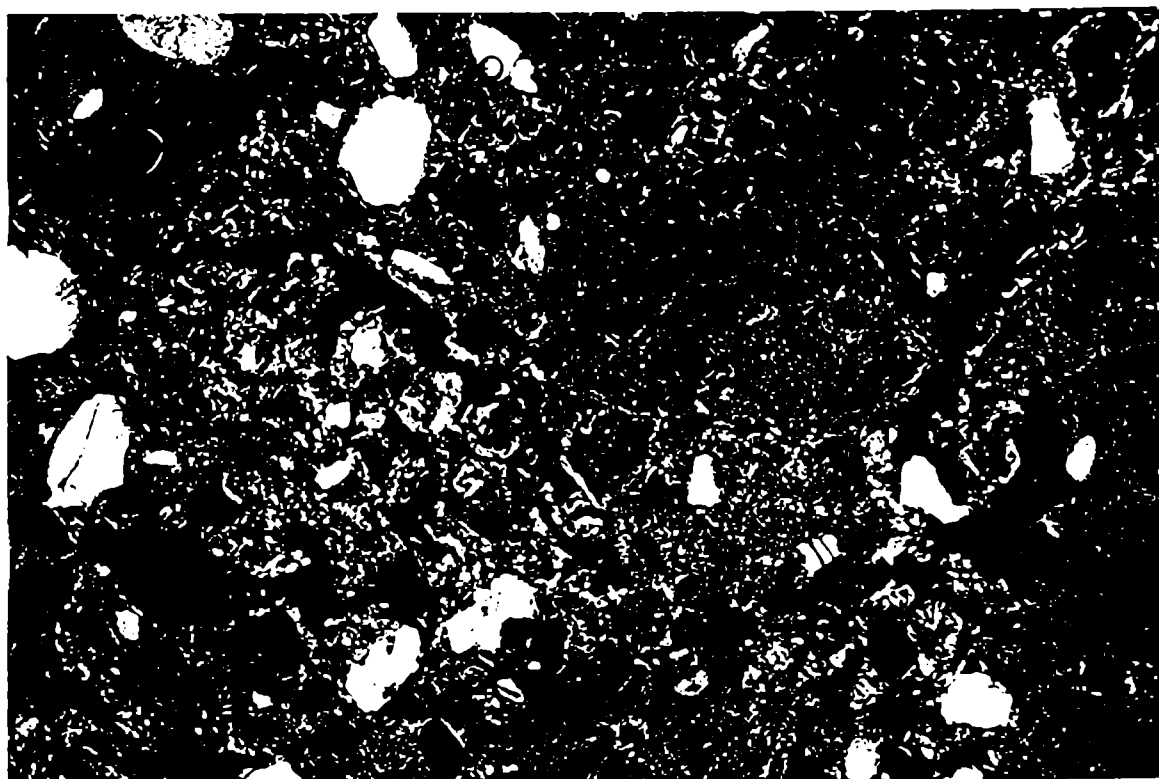


Figura 43: Microfotografía de la parte superior del horizonte argílico. Estructura en cavidades. La fábrica-b del material fino es en motas aisladas y poroestriada, esta última evidenciada por rasgos pedológicos de fábrica o "slickensides" sobre poros planos. X 63, nicoles cruzados.

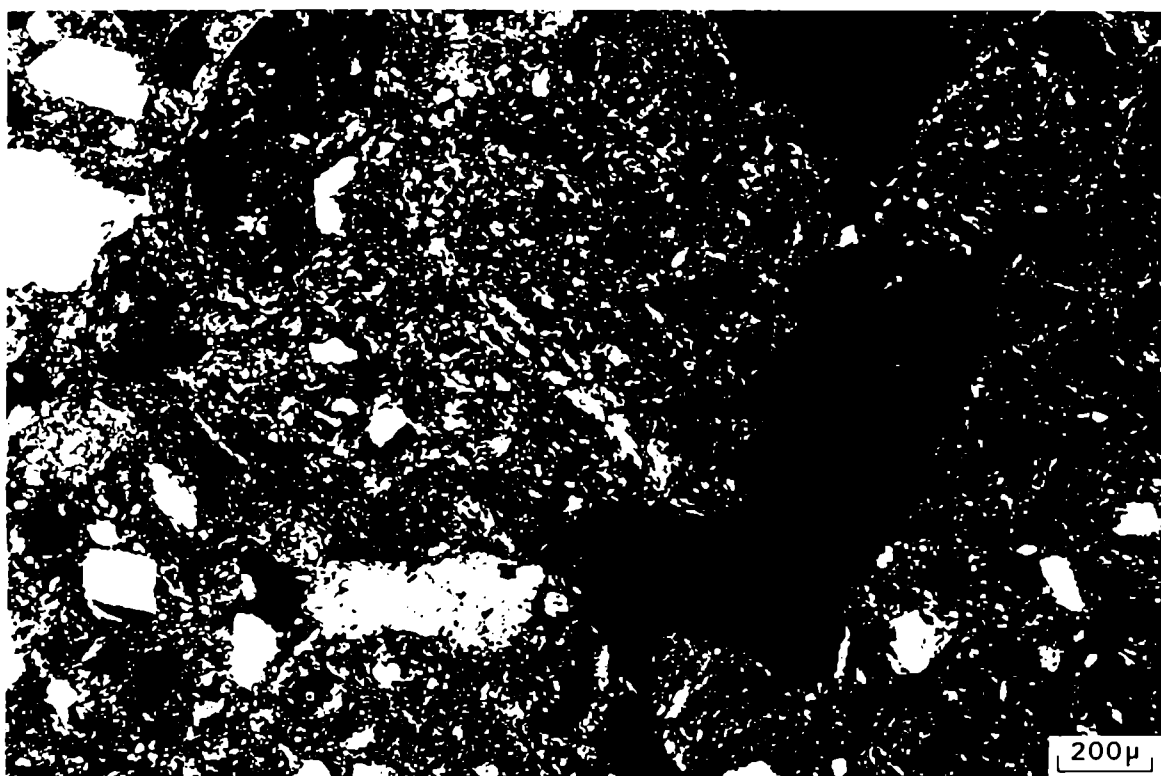
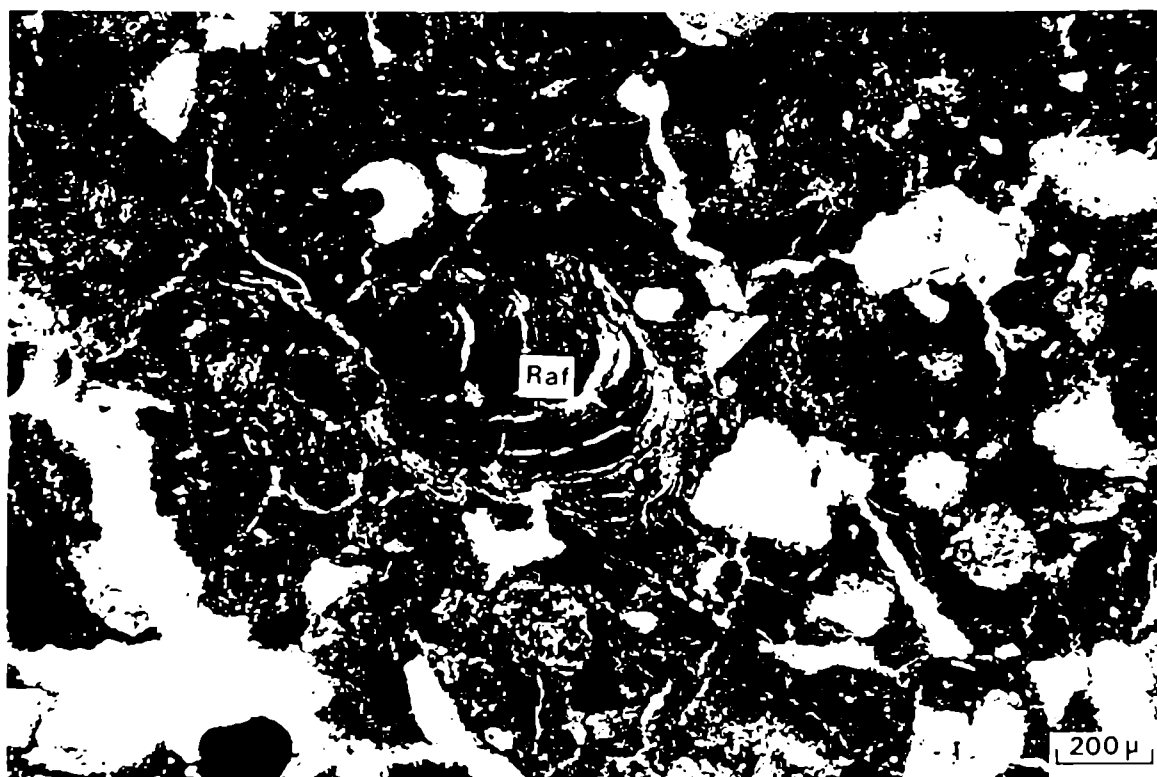


Figura 44: Microfotografía de la parte superior del horizonte argílico.
Recubrimiento arcilloso fragmentado (Raf) con microfisuras a través
o entre las microlaminaciones. X 63, a) luz normal; b) nicoles
cruzados.

a



b

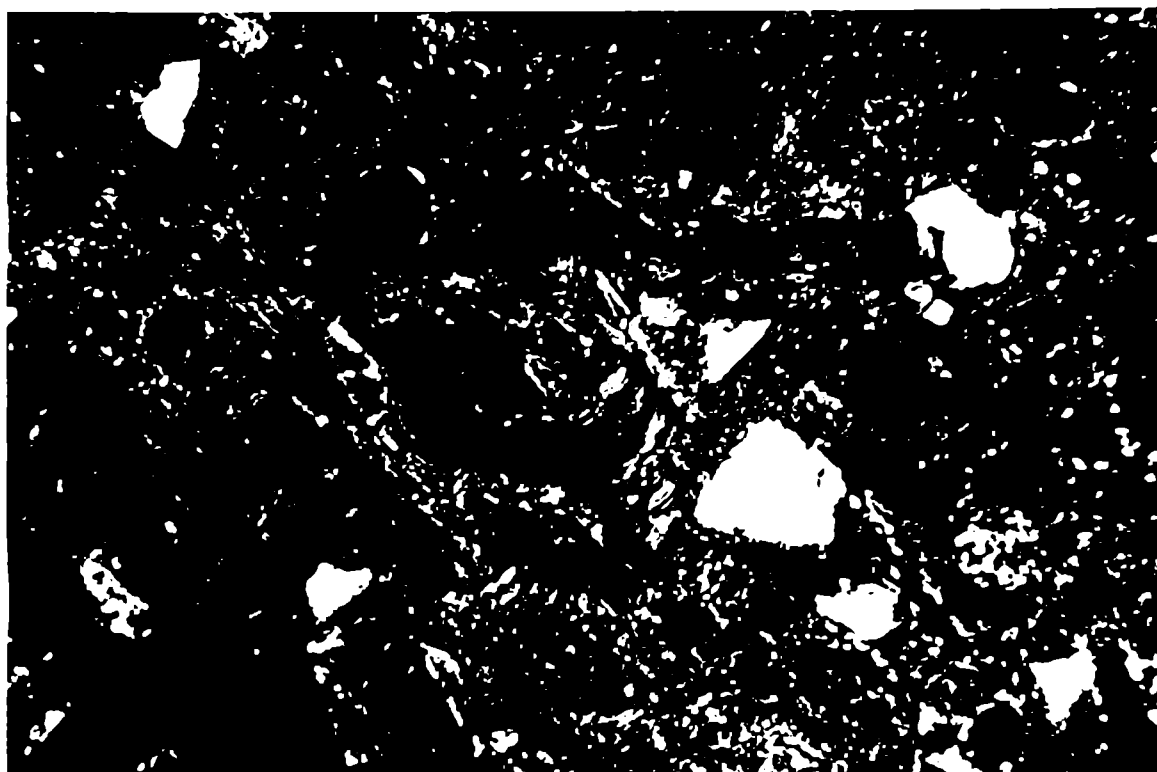
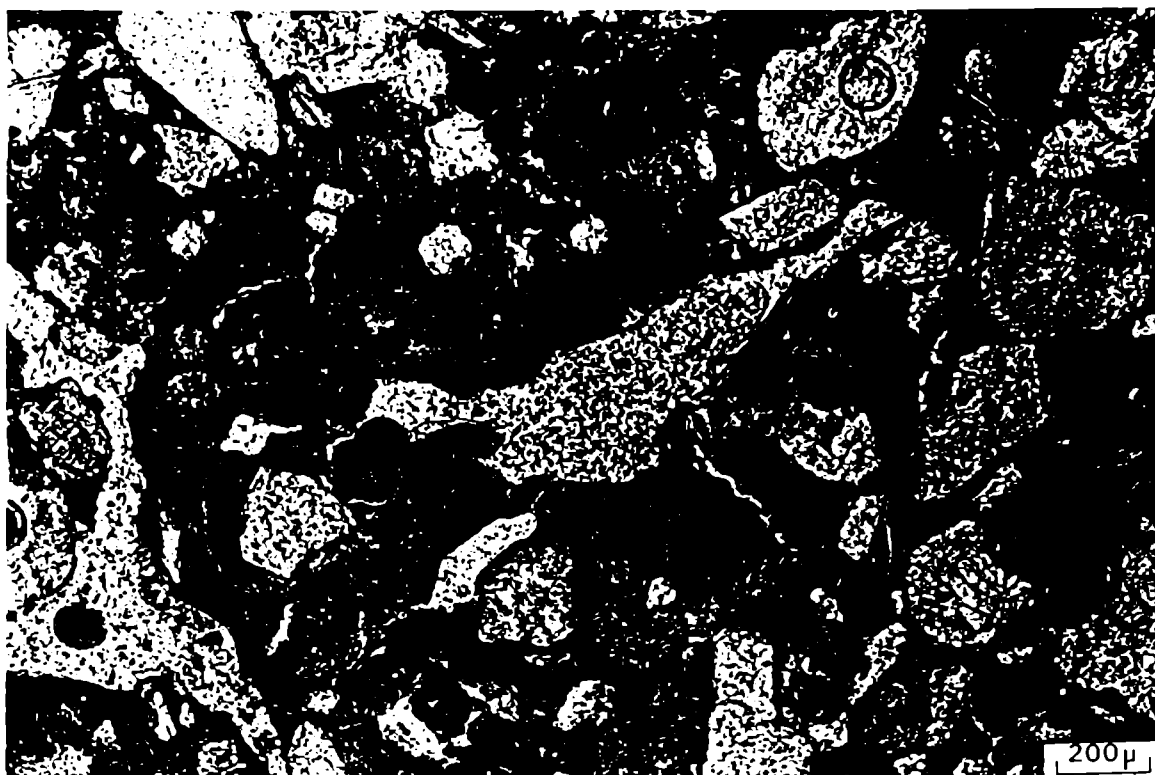


Figura 45: Microfotografía de la parte superior del horizonte argílico.
Recubrimientos arcillosos fragmentados (Raf) sobre las paredes de
los huecos. X 63, a) luz normal; b) nicoles cruzados.

a



b

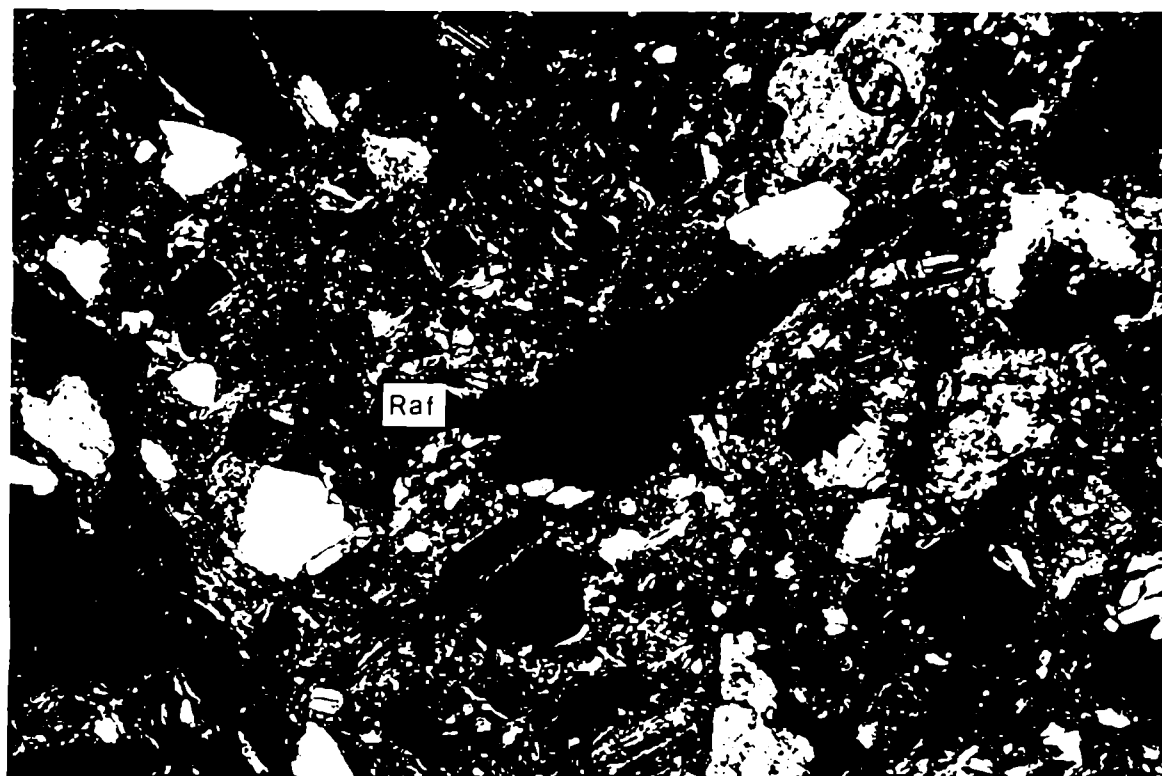


Figura 46: Microfotografía de la parte superior del horizonte argílico. Rasgos pedológicos textural compuesto (Rc), constituidos por la alternancia de microcapas arcillo-limosas alrededor de una cavidad (Cv). X 63, a) luz normal; b) nicoles cruzados.

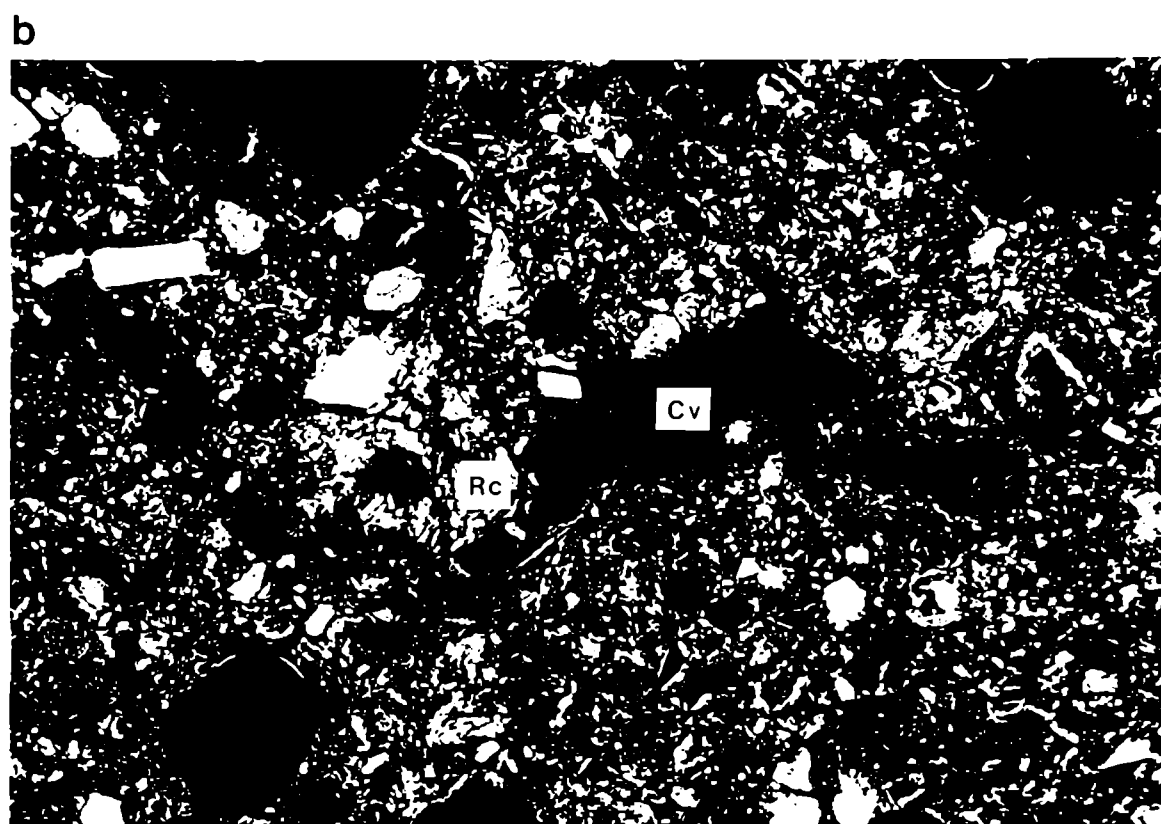
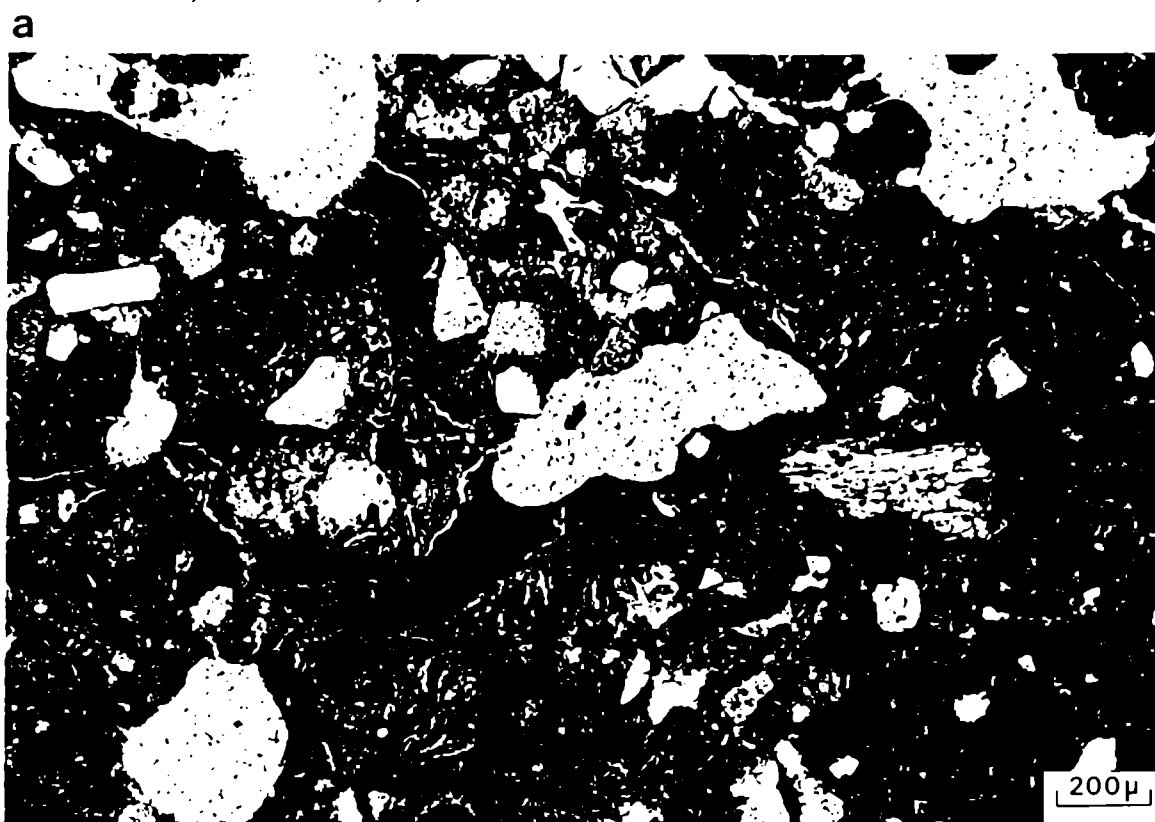


Figura 47: Microfotografía de la parte superior del horizonte argílico. Nódulo impregnativo con bordes difusos de óxidos de hierro. X 160, luz normal.

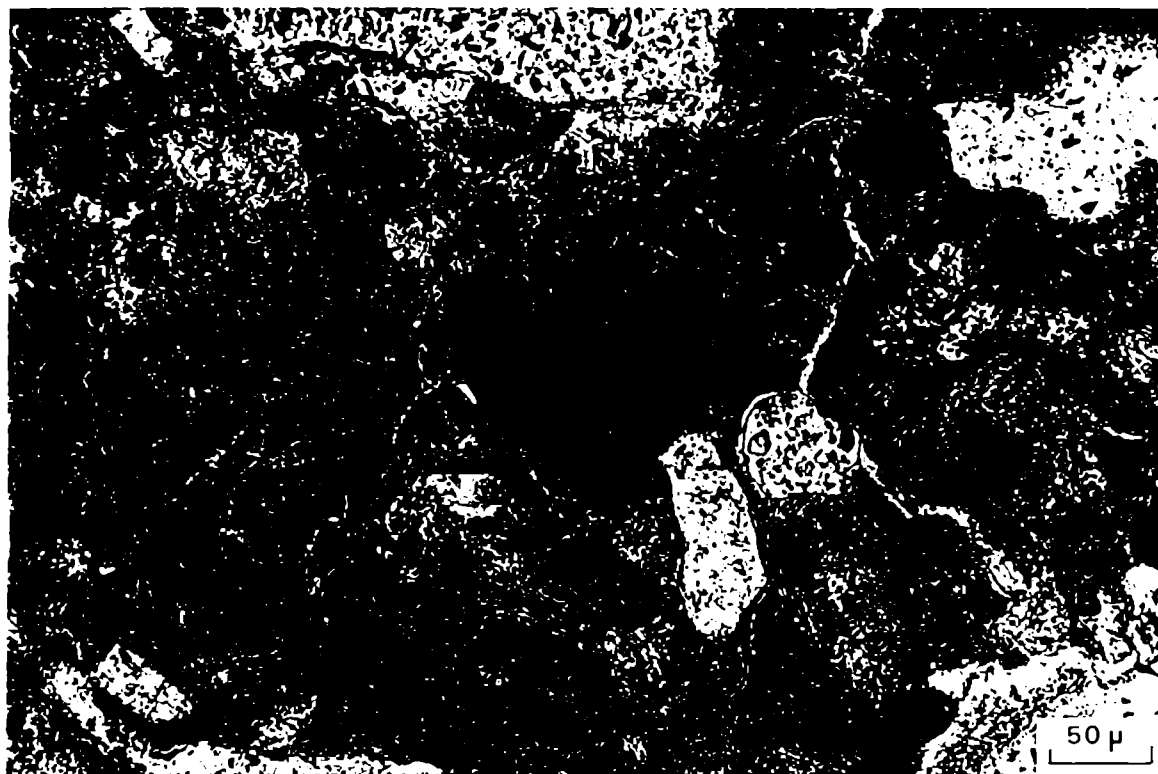


Figura 48: Microfotografía del horizonte argílico. Material proveniente de las capas superiores a través de un canal. X 25, nicoles cruzados.

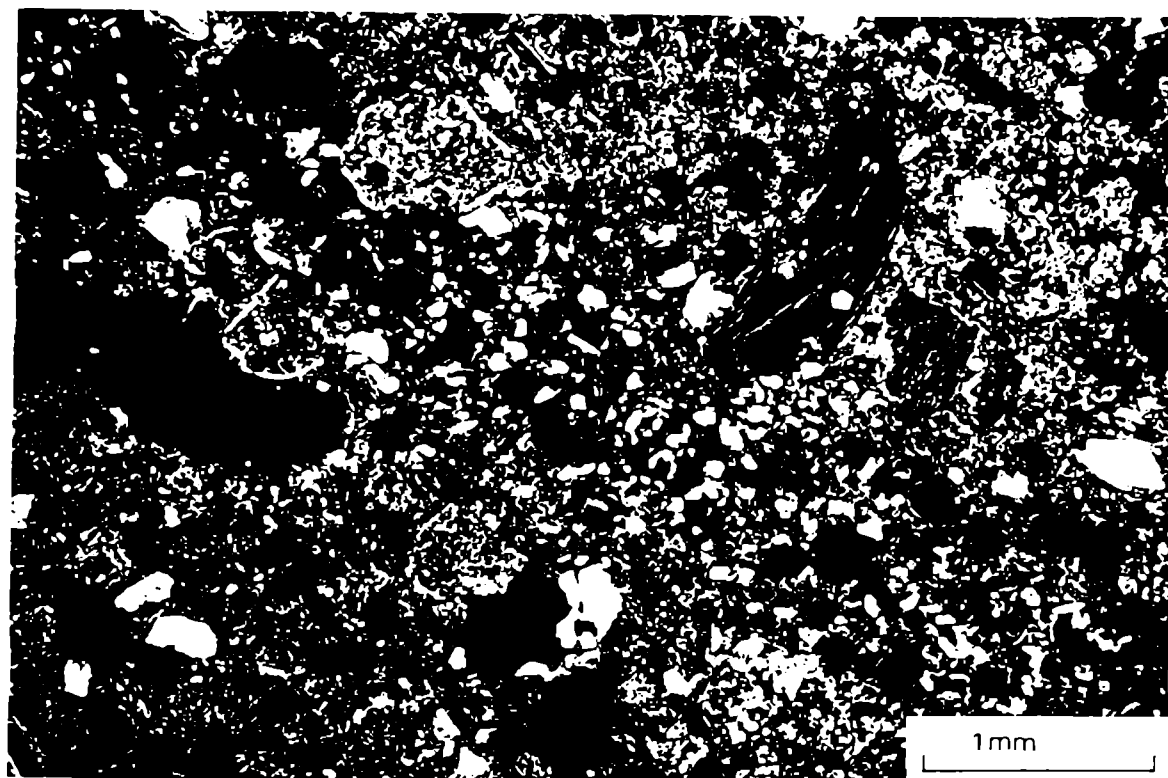


Figura 49: Microfotografía del horizonte 2Btk. Estructura compleja: laminar, en bloques angulares mal definidos y fisurada. La fábrica del material fino es cristalítica determinada por calcita de tamaño micrita a subesparita y en motas aisladas. X 63, nicoles cruzados.

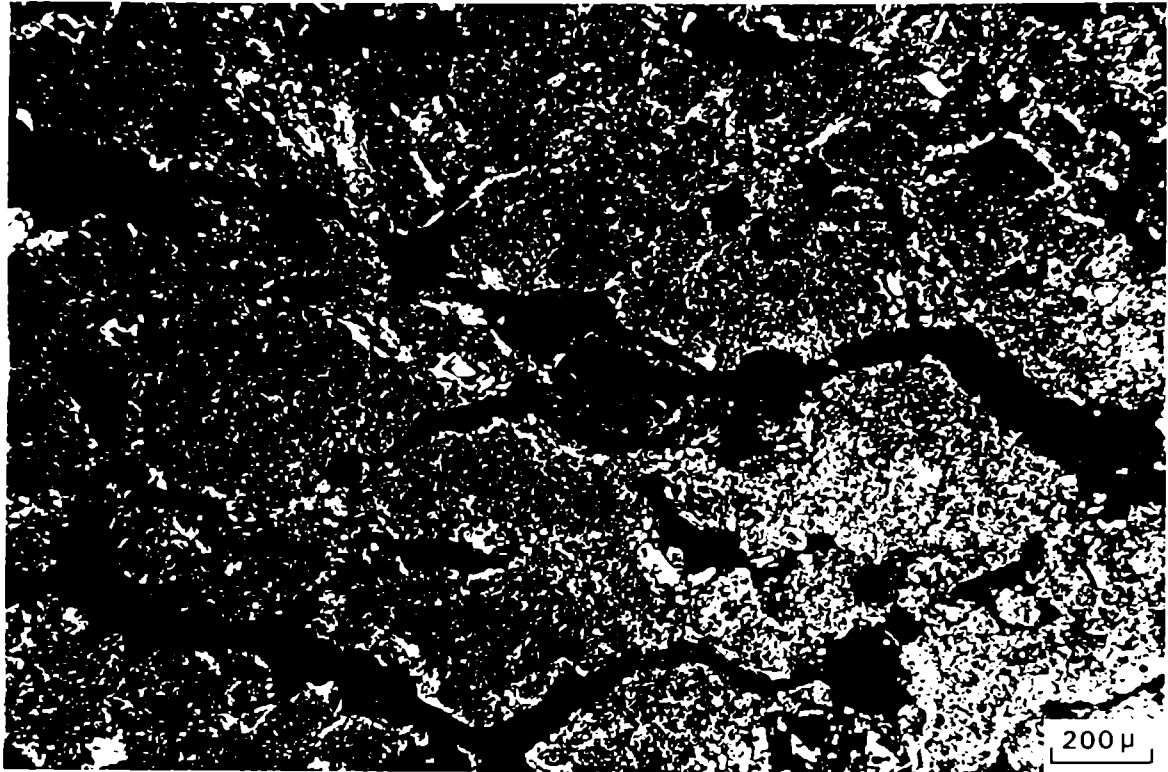
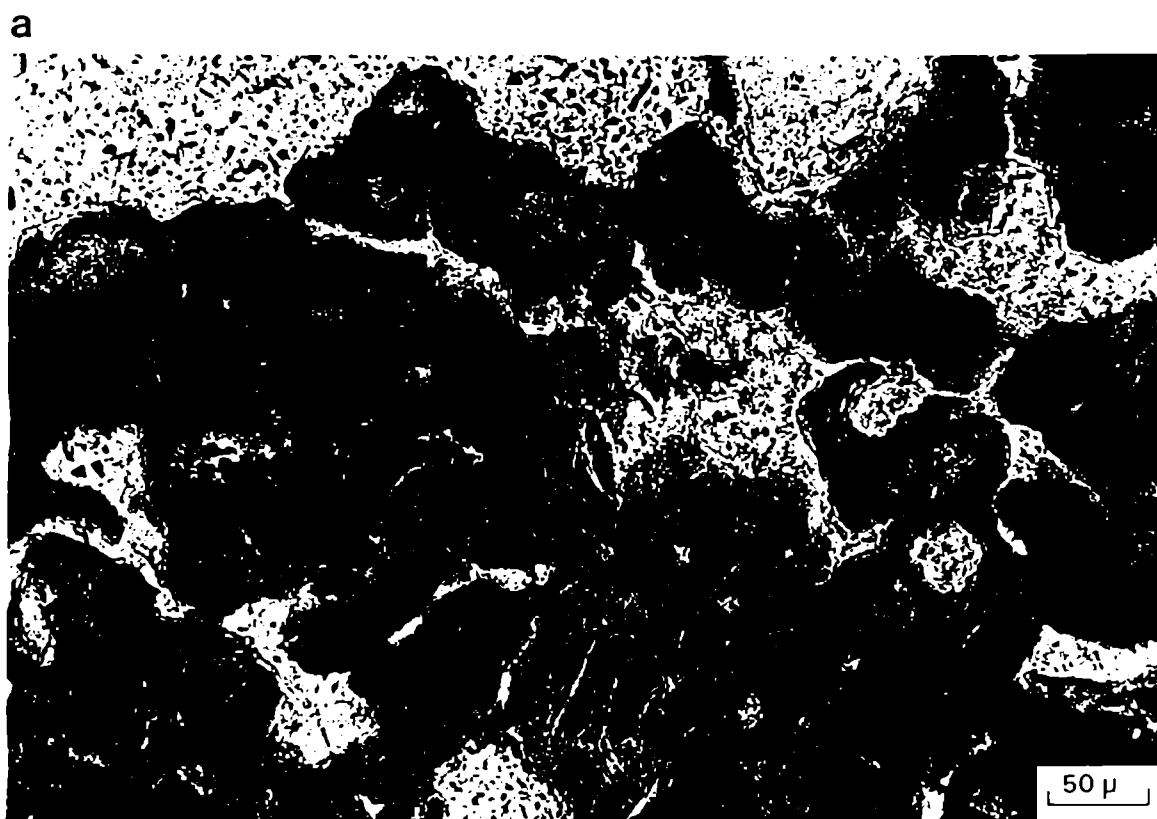


Figura 50: Microfotografía del horizonte 2Btk. Recubrimientos arcillosos fragmentados (Raf) sobre las paredes de los poros. Nótese que estos rasgos texturales se encuentran engolfados por calcita micrítica autigénica (rasgos pedológicos calcíticos) o incorporados en la masa basal. X 160, a) luz normal; b) nicoles cruzados.



4.4 Morfología de las costras reproducidas en gabinete

4.4.1 Por lluvias simuladas

Luego de cinco ciclos de precipitación-deseccación, se formó en la capa de agregados de las parcelas de experimentación, una costra superficial de consistencia en seco blanda, cuyo espesor varió entre 6 a 13mm.

Macroscópicamente se diferenciaron dos capas, una superior y otra inferior (Fig. 51). La primera consiste en una delgada costra vesicular de 1 a 3mm de espesor. Se compone de material apedal y abundantes poros vesiculares equidimensionales muy finos, cuyos diámetros varían entre 0,125 a 1mm de diámetro.

Debajo de las gravas del pavimento de desierto artificial, se observaron vesículas de mayor tamaño de hasta 4mm de diámetro, con formas proladas y mamiladas (Fig. 52).

La capa inferior está constituida por agregados enteros a parcialmente destruidos, material apedal y granos de arena muy gruesa. Esta capa posee espesores variables según la intensidad de la erosión hídrica (desde 2mm en la posición 3 hasta 10mm en la posición 1). Los huecos están representados por poros intersticiales muy finos entre agregados y entre agregados y granos esqueléticos.

4.4.2 Por congelamiento

Las costras reproducidas por congelamiento presentan en seco una consistencia dura y una estructura masiva por la destrucción completa de los agregados. Esto se manifiesta además por el relativo aumento de la compactación, expresada ésta por la disminución estimada en un 20% del

espesor original de la capa de agregados.

Los poros se componen de vesículas equidimensionales y proladas, desde muy finas a medias y en menor proporción se observan poros intersticiales muy finos. Las vesículas medias (2-5 mm) y finas (1-2 mm) se encuentran con preferencia en la parte superior de la capa (Fig. 53), aunque también se las observa distribuidas al azar. En la superficie de la muestra se advierten vesículas causadas por el aire expelido durante el descongelamiento y marcas de agujas de hielo (Fig. 54). Las vesículas muy finas (0,075-1 mm) son abundantes con una distribución al azar.

Figura 51: Costra superficial reproducida por lluvias simuladas. S: capa superior con desarrollo poros vesiculares finos equidimensionales (v); I: capa inferior con desarrollo de poros intersticiales entre agregados parcialmente destruidos y entre granos minerales.

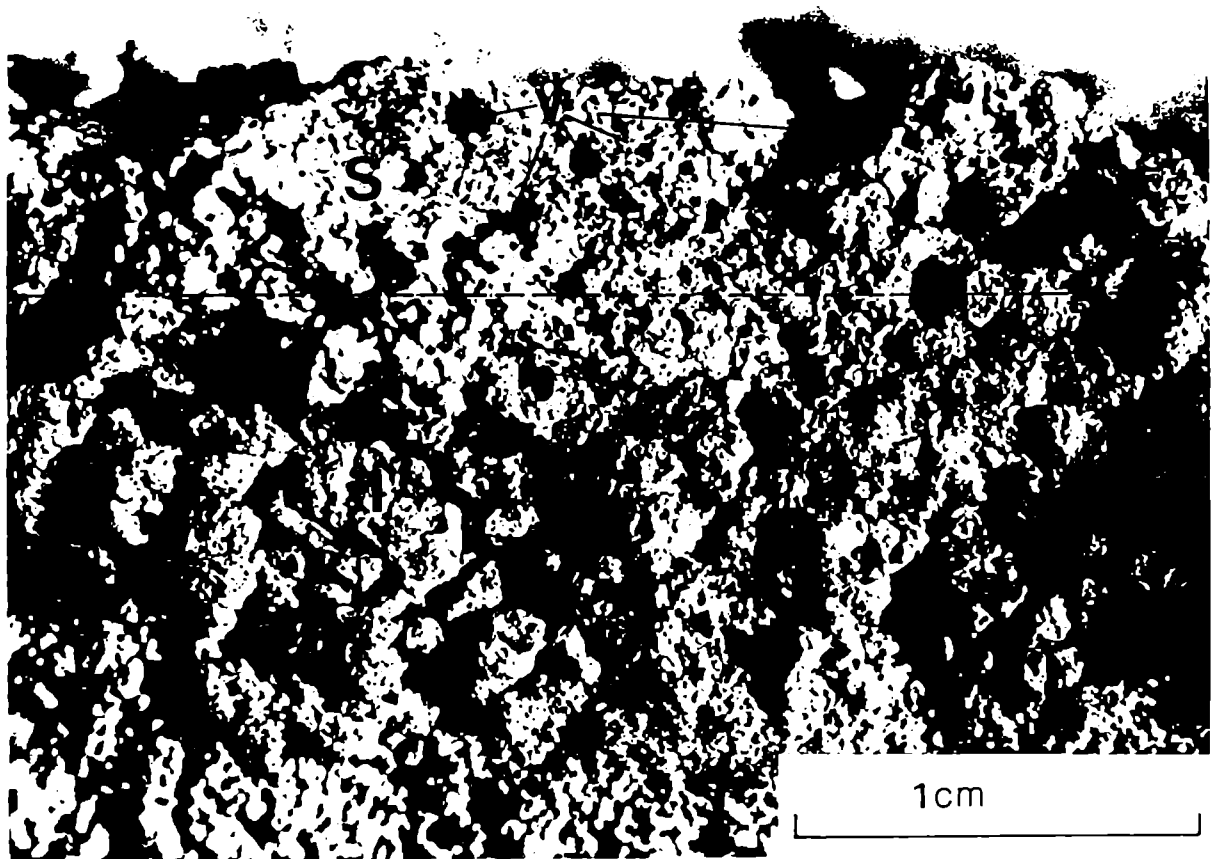


Figura 52: Costra superficial reproducida por lluvias simuladas. Desarrollo de poros vesiculares medianos (v), con formas proladas y mamiladas debajo de las gravas del pavimento de desierto artificial.

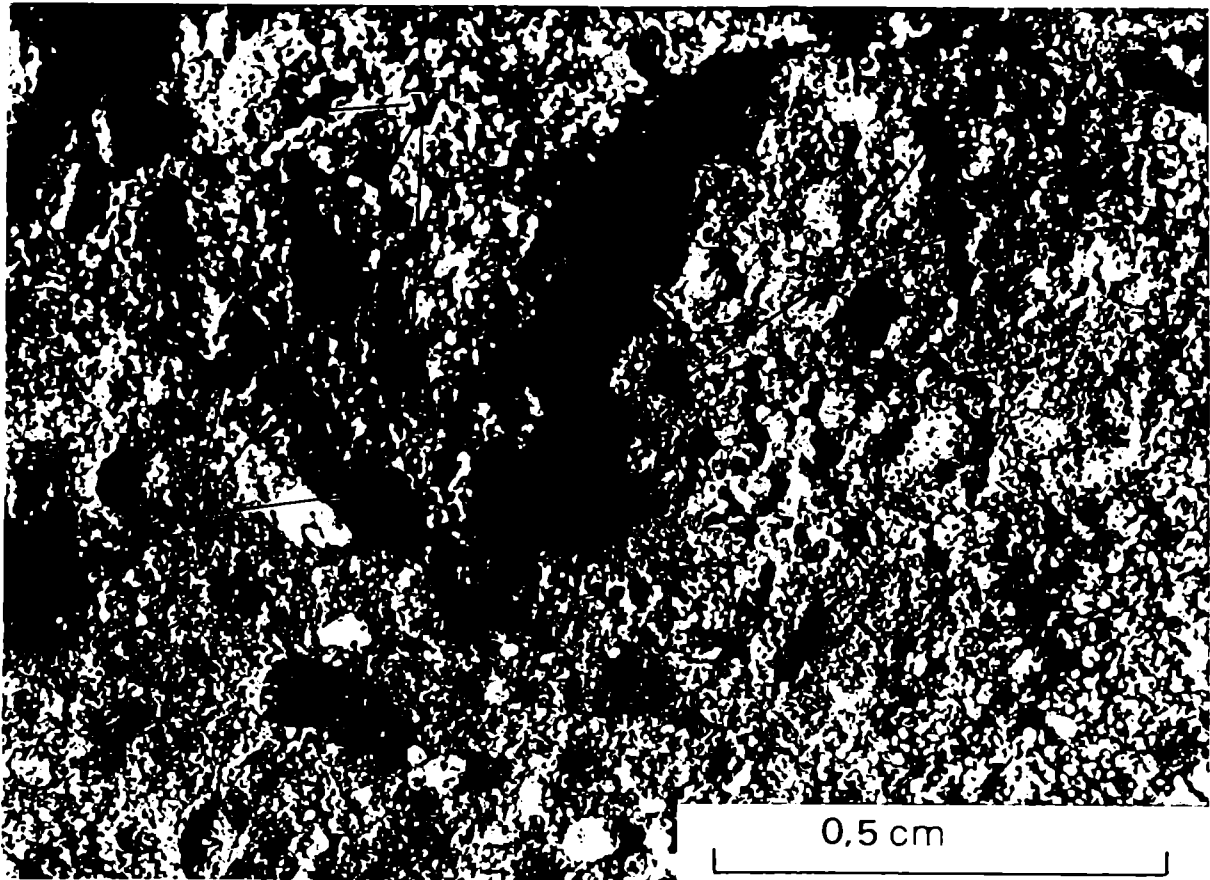


Figura 53: Costra artificial obtenida por congelamiento. Nótese la presencia de vesículas equidimensionales medianas a finas (v).

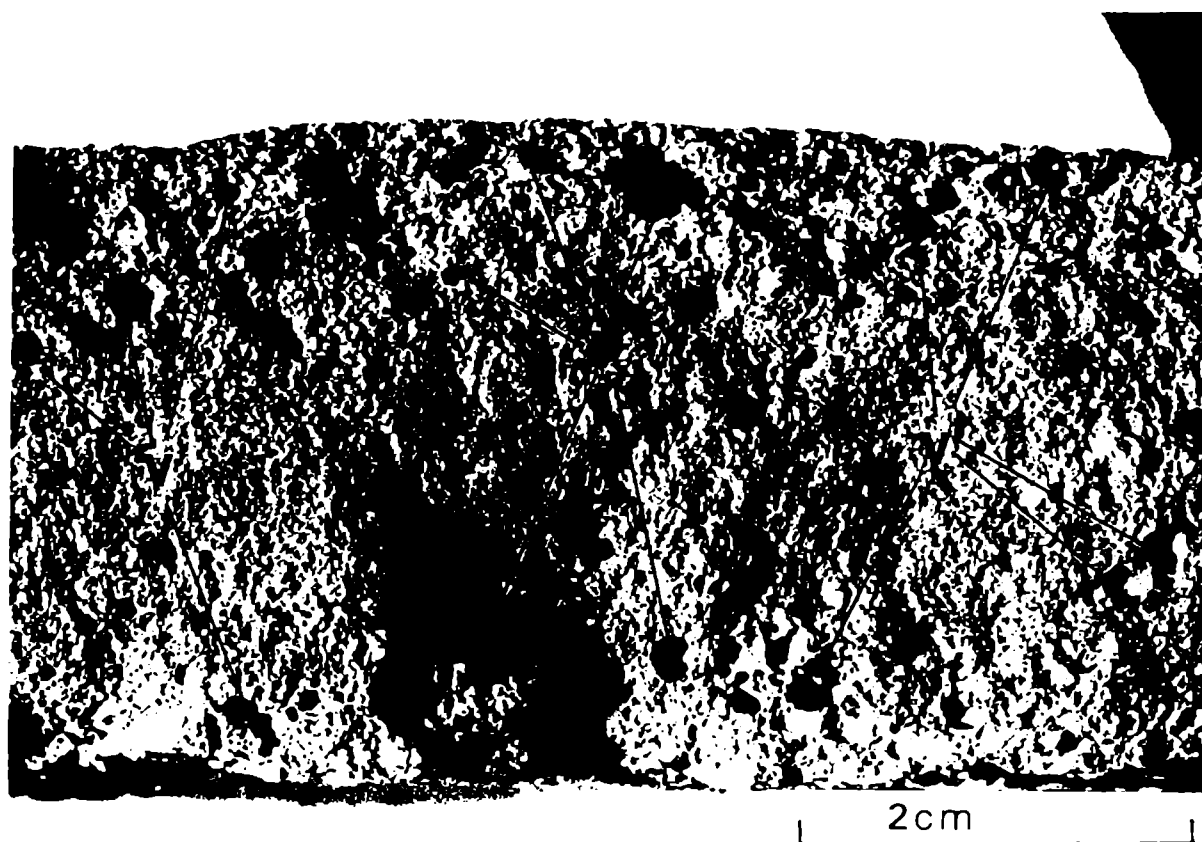
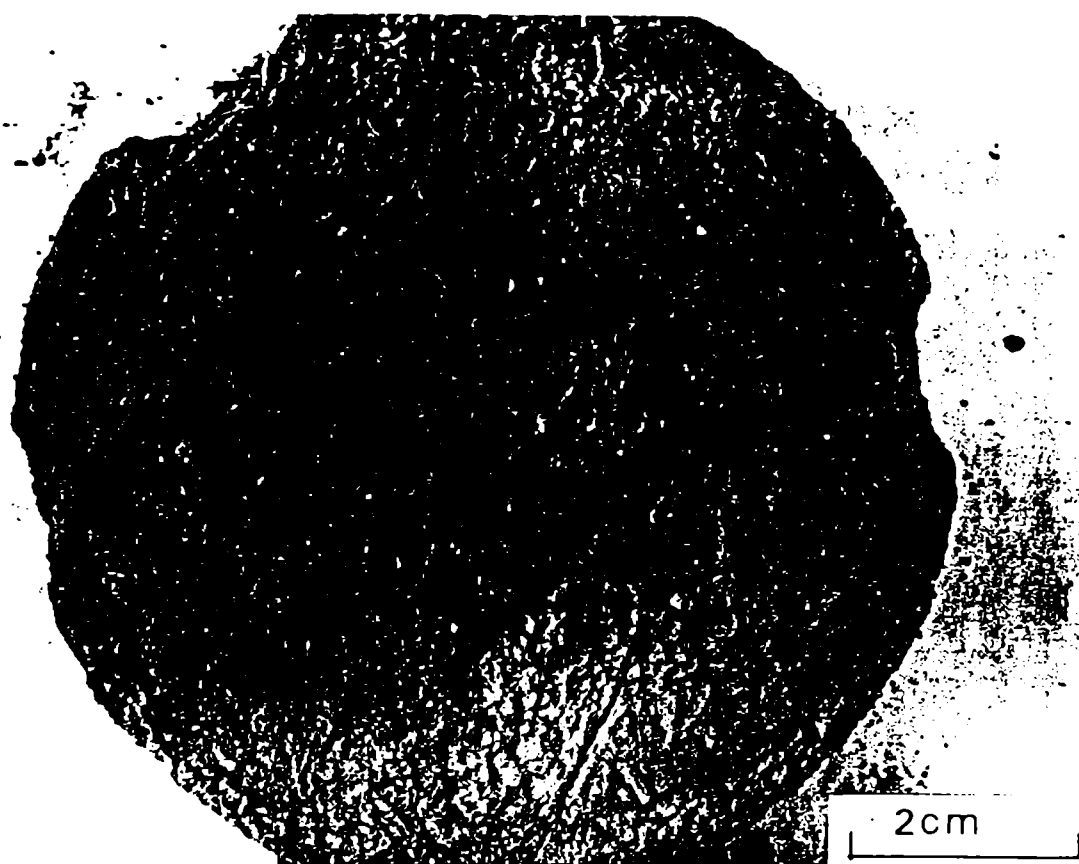


Figura 54: Costra artificial obtenida por congelamiento. Detalle en planta de la muestra anterior. Se observan poros vesiculares en superficie, producidos por el escape del aire durante el descongelamiento y marcas de agujas de hielo.



4.5 Mineralogía

El análisis mineralógico se llevó a cabo para las distintas clases de condiciones superficiales, a las profundidades de 0-1cm, 1-4cm y 4-10cm. Para realizar dicho estudio, se partió primero del análisis de la distribución de tamaños de partículas de la fracción arena. Los datos obtenidos se muestran en la Figura 55, la cual presenta una distribución unimodal en el intervalo 250-125 μ (arena fina), salvo para la clase 1 a la profundidad 1-4cm donde se observa una moda poco marcada en la arena muy fina. Debido a la mayor participación de la arena fina en su conjunto, fue sobre esta fracción que se realizó el análisis mineralógico.

La Tabla 14 muestra el porcentaje en peso de las fracciones de minerales livianos y pesados presentes en las diferentes clases de condiciones superficiales.

Tabla 14: Distribución porcentual (en peso) de las fracciones de minerales livianos y pesados.

Muestra	Prof. (cm)	Livianos (%)	Pesados (%)
Clase 1	0-1	97.68	2.32
	1-4	98.67	1.33
	4-10	95.01	4.99
Clase 2	0-1	96.58	3.42
	1-4	96.45	3.55
	4-10	69.69	30.31
Clase 3	0-1	95.59	4.41
	1-4	93.99	6.01
	4-10	96.64	3.36
Clase 4	0-1	95.15	4.85
	1-4	96.22	3.78
	4-10	96.11	3.89

Debido a la homogeneidad textural de la clase 1, predominantemente arenosa (capas masivas de grano suelto), se realizó además la distribución de frecuencias acumulativas sobre muestras tomadas de cinco montículos elegidos al azar (Fig. 56).

La distribución porcentual estimada de las especies minerales livianas y pesadas, llevada a cabo mediante el conteo de granos, se muestra en la Figura 57a-b. La asociación mineralógica es similar en todas las muestras estudiadas. En cuanto a los contenidos de las especies minerales, si bien existe casi una misma tendencia, se observan algunas diferencias significativas en profundidad.

4.5.1 Fracción liviana

Está constituida principalmente por vidrio volcánico, cuarzo, feldespatos alcalinos, plagioclasa, alteritas y fragmentos de vulcanitas ácidas en general.

Los vidrios volcánicos, en su mayoría de composición ácida, comprenden pumicitas y trizas incoloras de aspecto fluidal. En orden de importancia, la alteración (desvitrificación) a material arcilloso varía desde fuerte a ligera. Dentro de vacuolas y canalículos se observa material felsítico, producto de la cristalización en fase vapor. En general, los vidrios ácidos se componen de fragmentos angulosos con esfericidad alta a media. Sus mayores contenidos se registran en la clase 1 en los cuatro primeros centímetros de profundidad, disminuyendo hacia la clase 4, donde se advierte un incremento en la profundidad 4-10cm.

Escasamente se presentan vidrios de composición básica, en forma de placas castañas sin aspecto fluidal y con pocas vacuolas. Generalmente se presentan frescos a ligeramente alterados.

El cuarzo se encuentra casi fresco o con ligera alteración (disolución), manifestada por bordes corroídos y signos de disolución-recristalización en forma de pequeños vermes. Generalmente se presenta con aspecto empañado a causa de abundantes inclusiones gaseosas y algunas veces con engolfamientos heredados en sus bordes. Sobre bordes y fracturas suelen observarse óxidos de hierro y arcilla. En general se presentan subangulares a subredondeadas en la clase 1, mientras que para las demás clases predominan los angulosos y subangulosos. En general poseen una esfericidad alta y media.

Los feldespatos potásicos presentes son, en orden de abundancia: ortoclasa, sanidina y microclino. Excepto la sanidina (origen volcánico) que es límpida, el resto de los feldespatos presentan de ligera a fuerte alteración a material arcilloso y en forma muy subordinada, a sericítico. Se presentan con bordes subredondeados a subangulosos con esfericidad alta y media. En general los contenidos de feldespatos alcalinos aumentan en profundidad y hacia la clase 4.

Las plagioclasas, en general, son de composición variable entre oligoclasa y labradorita. Se presentan mayormente casi frescas a ligeramente alteradas y en menor grado llegan a estar con moderada a fuerte alteración en la clase 4 a la profundidad de 1-10cm. Predominan los individuos con bordes subredondeados a subangulosos y con esfericidad alta a media.

Los líticos están constituidos por fragmentos de rocas de textura microgranosa de tipo alotriomórfica e hipidiomórfica, compuesta por agregados de cristales anhedrales y subhedrales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, con escasa participación de pequeños máficos no identificados y opacos. En segundo término y en orden de abundancia, se observan: fragmentos de pasta felsítica; vulcanitas de textura porfírica, con fenocristales de feldespato

en una matriz felsítica; piroclastitas de textura eutaxítica y fragmentos con textura traquítica, constituidos por microlitos de plagioclasa inmersos en una base vítrea. Los fragmentos líticos se presentan mayormente con alteración fuerte y bordes subredondeados, desde la clase 1 hasta la clase 3 a la profundidad de 4-10cm, a partir de la cual y hasta la clase 4 en su totalidad predomina la alteración moderada y bordes subangulosos. En general se presentan individuos con esfericidad alta a media.

Las alteritas de la fracción liviana, en su mayoría, se tratan de granos de color castaño rojizo oscuro, con bordes angulosos a subredondeados. La esfericidad varía entre alta a media. En general no se observan diferencias en cuanto a los contenidos, aunque se advierte una leve tendencia a aumentar hacia la clase 4.

4.5.2 Fracción pesada

Está constituida fundamentalmente por: ortopiroxenos, clinopiroxenos, anfíboles, opacos, alteritas y líticos. Subordinariamente se identificaron granate, iddingsita, apatito, epidoto, circón y biotita.

Entre los ortopiroxenos, el hipersteno es el que más abunda, seguido en menor proporción por enstatita. Tanto el hipersteno como la enstatita se presentan frescos o con incipiente a moderado grado de alteración a óxidos de hierro y a reemplazo parcial de opacos. Presentan generalmente bordes subredondeados a subangulares y baja esfericidad, ésta dada por el hábito prismático largo, aunque también se observan granos más equidimensionales. Es común encontrar además individuos de hipersteno intercrecidos.

Los clinopiroxenos están constituidos por augita y en segundo término por

pigeonita. En muy escasa proporción se identificaron augita-egirina y egirina. La augita se presenta incolora, verde, verde claro y castaño púrpura. En general los clinopiroxenos se presentan casi frescos o con ligera alteración a óxidos de hierro. Se presentan de diversas formas, predominando aquellas de esfericidad alta a media. Sus bordes se encuentran desde redondeados a subangulosos, algunos pocos llegan a observarse bien redondeados.

Los anfíboles están constituidos por hornblenda, tremolita-actinolita y lamprobolita. En general se encuentran frescos o con un grado incipiente de alteración a óxidos de hierro. Mayormente poseen hábito prismático largo con bordes redondeados a subredondeados.

Los minerales opacos se presentan bajo dos formas: los que poseen alta esfericidad y aquellos que son pseudomorfos de máficos, con esfericidad media a baja. En la clase 1 abundan los de alta esfericidad y bordes bien redondeados, mientras que para el resto de las clases, los individuos presentan esfericidad desde alta a baja con bordes subredondeados. Los contenidos de opacos aumentan en profundidad en las clases 2 y 3.

Los líticos de la fracción pesada corresponden a fragmentos de rocas volcánicas de textura glomeruloporfírica, constituida por agregados de cristales subhedrales de piroxenos, anfíboles, opacos, cuarzo y plagioclasa. Se los encuentra frecuentemente con fuerte a moderada alteración a opacos y óxidos de hierro. En casi todos los casos observados predominan los granos de esfericidad alta a media con bordes subredondeados y subangulares. En conjunto los líticos predominan en las clases 1 y 2 texturalmente más arenosas.

Las alteritas de la fracción pesada presentan incrementos significativos en sus contenidos en la clase 1 de 1-4cm, en la clase 2 de 4-10cm, en la clase 3 de

1-4cm y en la clase 4 de 0-1cm de profundidad. Predominan los fragmentos con esfericidad alta y media con bordes que pueden variar desde angulosos a subredondeados.

La identificación de especies minerales, grado de alteración, redondez y esfericidad, se describen cuantitativamente en el Anexo II.

Figura 55: Distribución de tamaño de partículas de la fracción arena. Bajo de la Suerte, clases de condiciones superficiales.

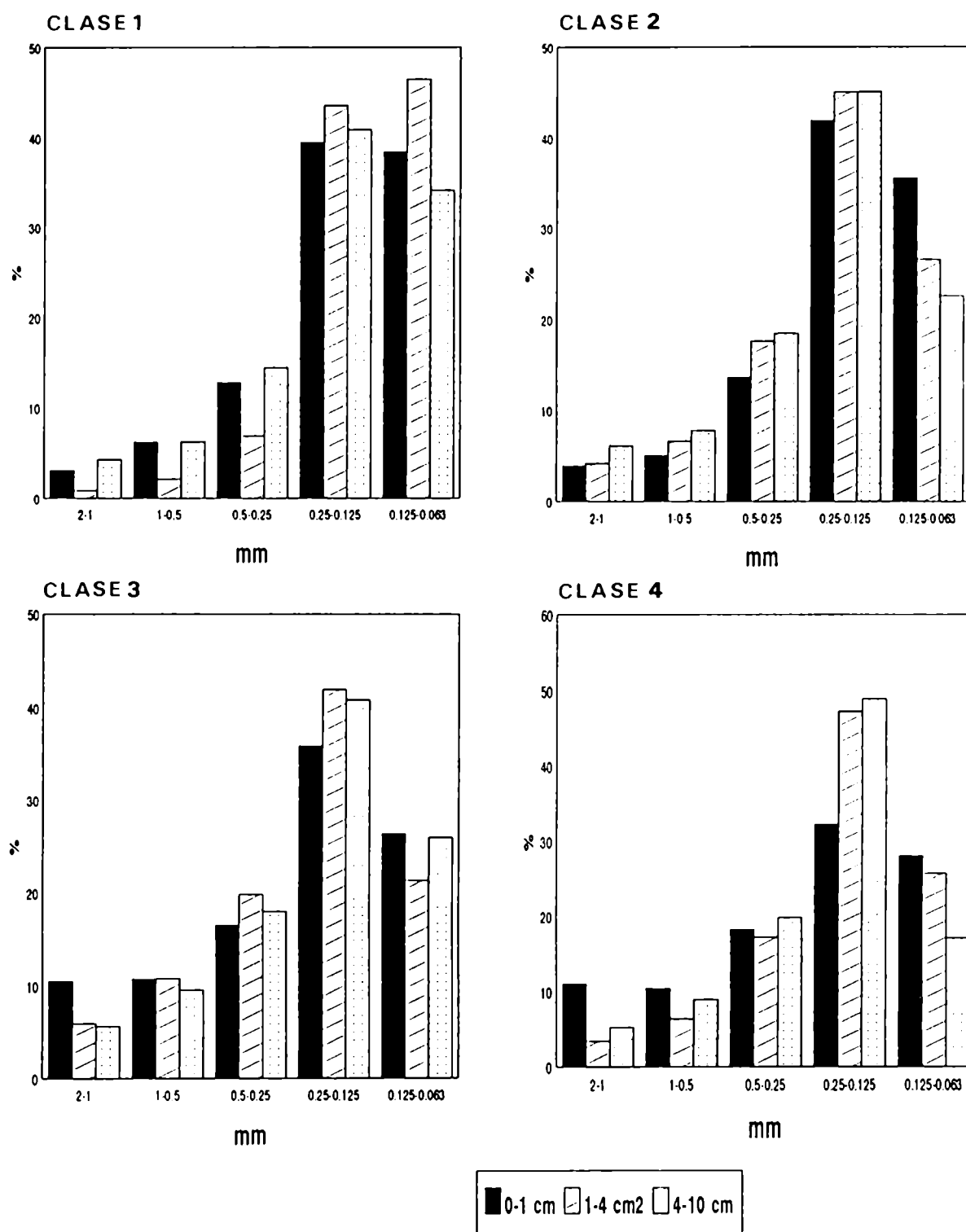


Figura 56: Distribución de las frecuencias acumulativas, realizadas sobre muestras de cinco montículos. Bajo de la Suerte.

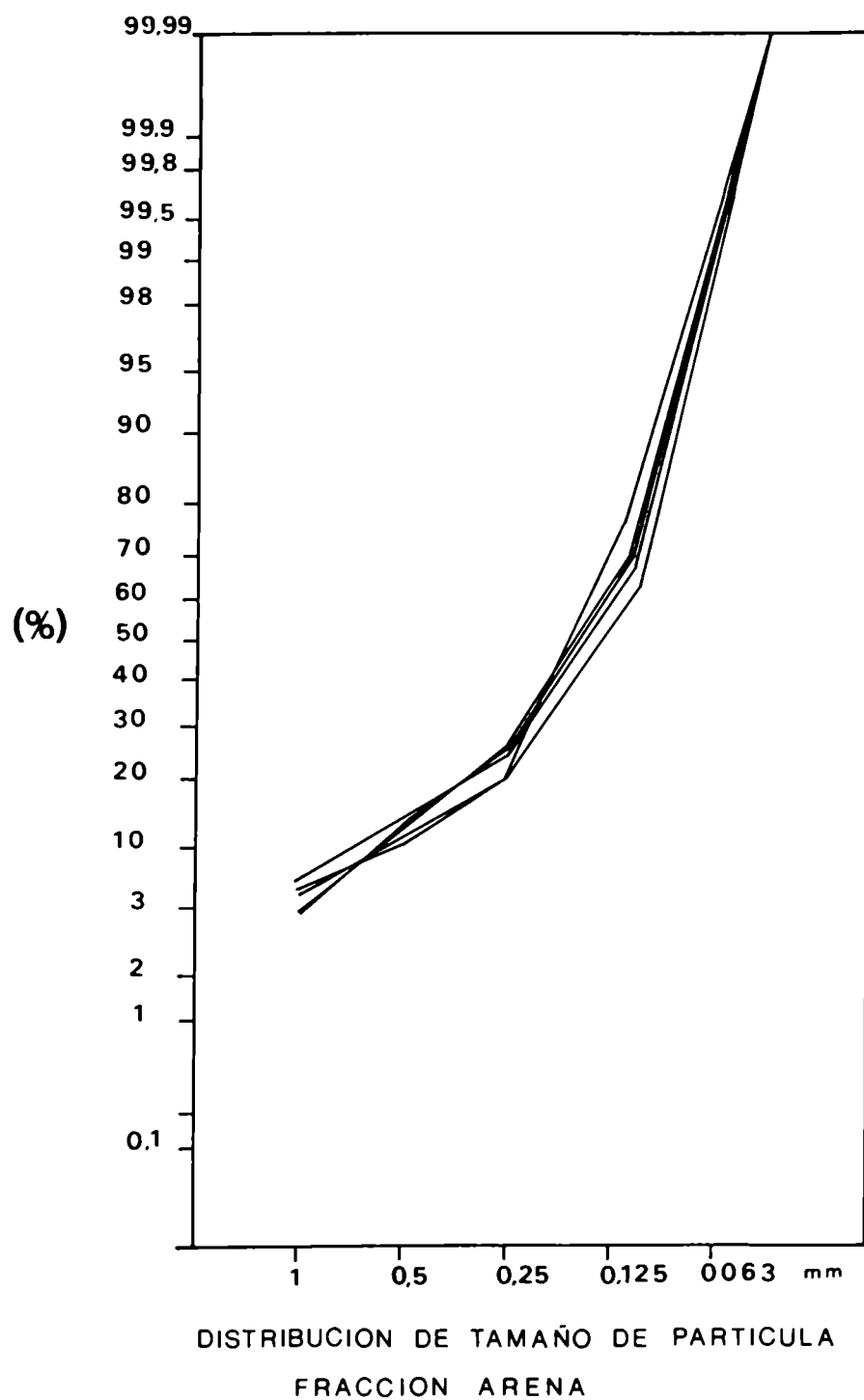
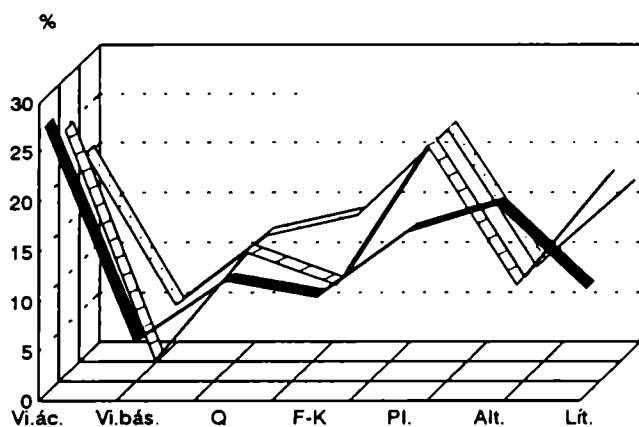
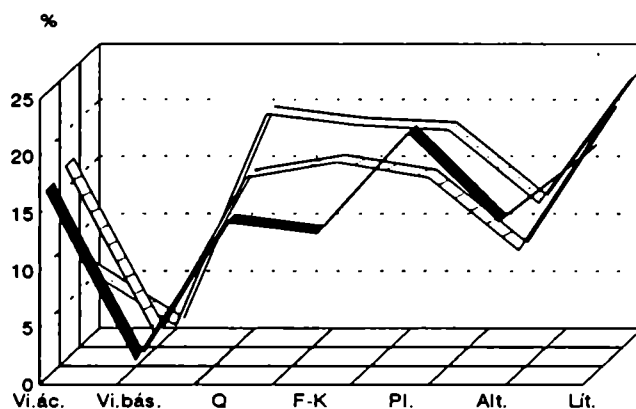


Figura 57a: Distribución porcentual de las especies minerales livianas. Bajo de la Suerte, clases de condiciones superficiales.

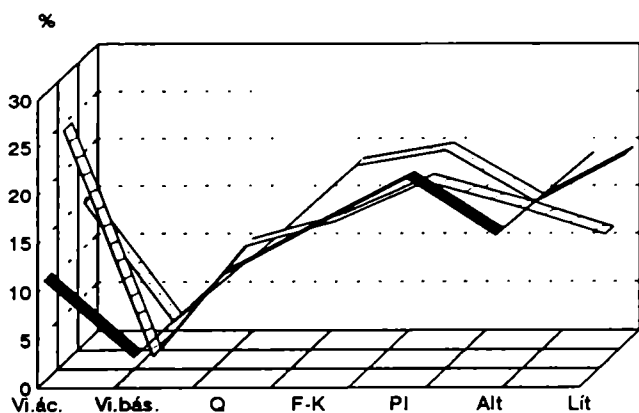
Clase 1



Clase 2



Clase 3



Clase 4

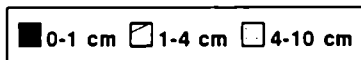
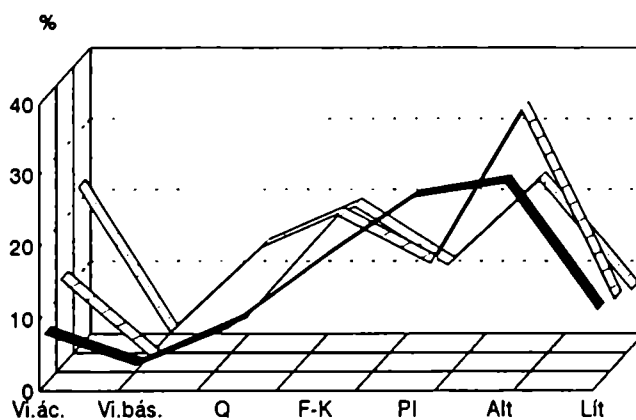
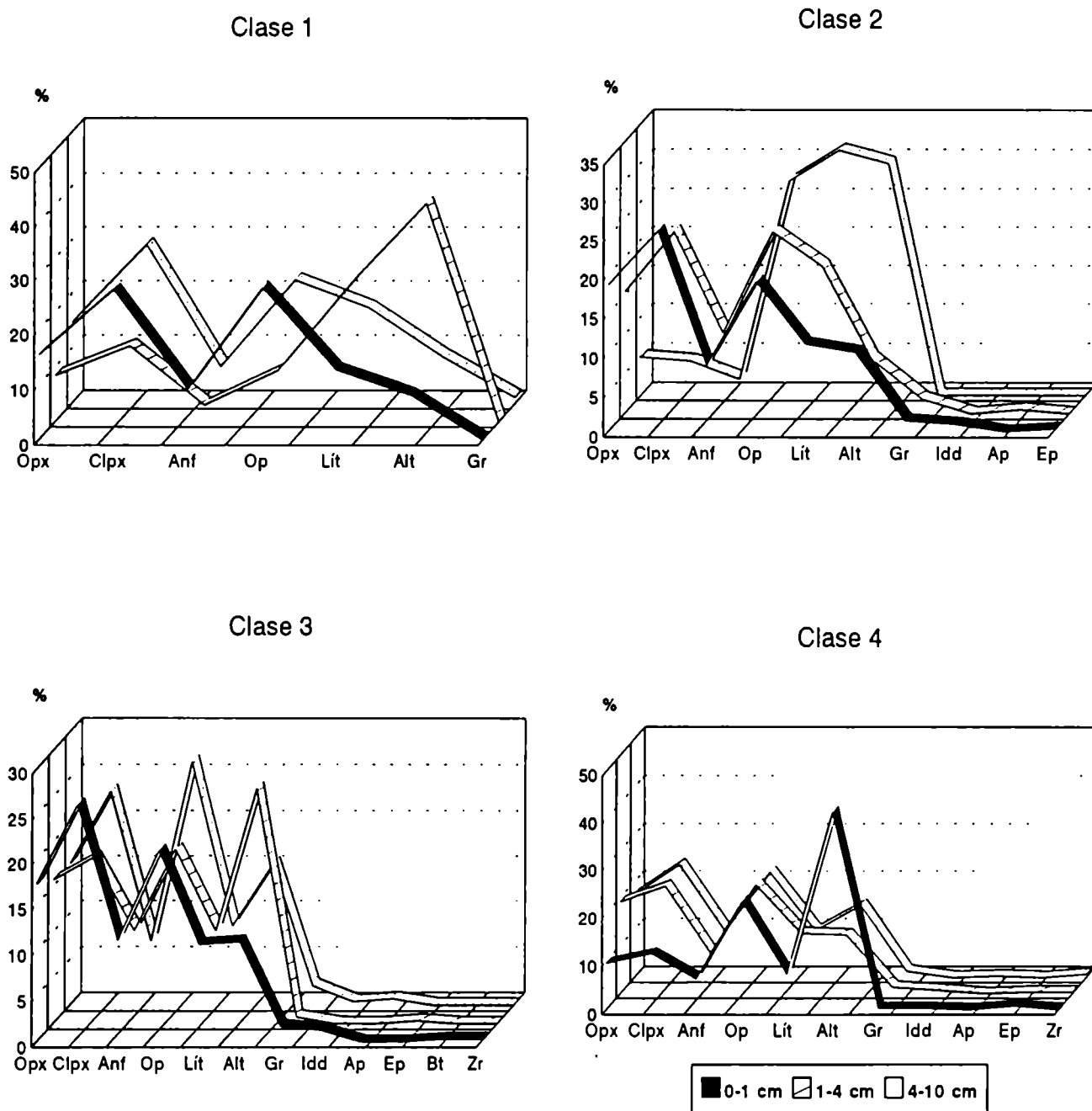


Figura 57b: Distribución porcentual de las especies minerales pesadas. Bajo de la Suerte, clases de condiciones superficiales.



4.6 Propiedades físicas y químicas

4.6.1 Clases de condiciones superficiales

Los resultados de las determinaciones físicas y químicas de las clases de condiciones superficiales a profundidades de 0-1, 1-4 y 4-10cm, se muestran en el Anexo III. En las Figuras 58-64 se muestran representados los valores medios de dichos resultados.

La Figura 58 muestra la distribución del tamaño de partículas de las clases de condiciones superficiales para cada una de las profundidades mencionadas. Se observa que la fracción que domina es la arena, disminuyendo su contenido en profundidad y hacia la clase 4. En la profundidad 0-1cm para las clases 1, 2 y 3 su valor es alto y casi constante, coincidiendo con las superficies de acumulación. La situación inversa se observa en los contenidos de limos y arcillas. Tomando a la arena en su conjunto, la subfracción que domina es la arena fina, seguida de la muy fina. En la profundidad 0-1cm la fracción $>2\text{mm}$ (grava) aumenta considerablemente desde la clase 1 a la 4 hasta más del 40%. Para la profundidad 1-4cm, este aumento resulta poco significativo, mientras que para la profundidad 4-10cm, existe una tendencia contraria y poco marcada a las anteriores.

La Figura 59 representa la estabilidad de agregados y los contenidos de carbonatos equivalentes. Se observa que la estabilidad de agregados húmedos fue drásticamente reducida en la clase 4 a las tres profundidades descriptas. En forma inversa se comporta la estabilidad de agregados secos a la profundidad de 0-1cm en todas las clases, mientras que para las profundidades 1-4 y 4-10cm se mantiene casi constante.

Los contenidos de carbonatos equivalentes son en general bajos (entre 18,3

a 40,5 g/Kg), disminuyen hacia la clase 4 a la profundidad entre de 0 y 4cm, mientras que a la profundidad de 4-10cm presentan un incremento en las clases 3 y 4.

Las tasas de infiltración (cm/hr) a la profundidad de 0-4 cm, fueron de 17,44 para la clase 1; 2,25 para la clase 2; 1,20 para la clase 3 y 1,04 para la clase 4.

Los valores de pH (Fig. 60) no varían significativamente entre clases y en profundidad. En general, en el extracto suelo-agua 1:1, los valores de pH pueden considerarse como moderadamente alcalinos (entre 8,19 a 7,93), excepto en la clase 2 de 1-4cm que es ligeramente alcalino (7,65). Las determinaciones realizadas en la relación suelo-agua, 1:2,5 arrojaron valores algo más elevados que los anteriores, como: fuertemente alcalinos en las clases 2 y 3 de 0-1cm y en la clase 4 de 4-10cm, moderadamente alcalinos en la clase 1 de 0-10cm y en las clases 2 y 3 de 1 a 10cm y débilmente alcalinos en la clase 4 de 0-4cm de profundidad. En la relación suelo-KCl 1 M 1:2,5 por el contrario los valores tendieron a disminuir desde ligeramente alcalino a neutro en las clases 1 y 2 de 0-10cm, de moderadamente ácido a débilmente ácido en la clase 3 y neutro en la clase 4 de 0-10cm de profundidad.

El balance positivo de sales solubles, junto con la conductividad eléctrica (Fig. 61), hacia la clase 4 en todas las profundidades, está dado principalmente por los contenidos de sodio y cloruros. No así se comporta el carbonato ácido a la profundidad de 0-1 cm. El calcio, magnesio y potasio solubles no varían significativamente, encontrándose éstos en bajas concentraciones.

Como es de esperar, la relación de adsorción de sodio (RAS) y el porcentaje de sodio intercambiable (PSI) tienen la misma tendencia que el sodio

soluble (Fig. 62). En base a los rangos de PSI establecidos por Laya (1983) para estas regiones, se obtuvieron los siguientes valores: 1) sin limitaciones, en la clase 1 de 0-4cm de profundidad (de 4,93 a 5,68%); 2) con limitaciones ligeras, en la clase 1 de 4-10cm (9,78%), en la clase 2 de 1-4cm (7,54%) y en la clase 3 de 0-4cm (de 7,48 a 14,11%); 3) con limitaciones moderadas, en la clase 2 de 0-1cm (10,63%) y de 4-10cm (14,57%) y en la clase 3 de 4-10cm (14,42%) y 4) con limitaciones muy fuertes, en la clase 4 de 0-10cm (de 21,83 a 40,74%).

En general el catión que domina en el complejo de intercambio es el sodio, salvo en la clase 1, a la profundidad entre 0 y 4cm, donde el catión que domina en dicho complejo es el calcio, seguido de potasio. Los valores de la capacidad de intercambio catiónico pueden ser considerados de medios a altos, aumentando su valor en profundidad y hacia la clase 4 (Fig. 63).

La Figura 64 muestra los contenidos de carbono orgánico, nitrógeno total y disponible y fósforo disponible.

Los valores de carbono orgánico son en general de medios a altos (de 2,7 a 13,0 g/Kg) considerando los valores habituales de esta región. El mayor contenido de carbono orgánico se registra en la profundidad de 0-1 cm, desde la clase 1, disminuyendo hacia la clase 4. De igual forma sucede a la profundidad de 1-4 cm, en tanto que de 4-10 cm, si bien es leve la diferencia, existe una disminución del carbono orgánico en las clases 2 y 3.

Las concentraciones de nitrógeno total pueden ser consideradas bajas (de 1,33 a 2,6 g/Kg) y en todos los casos se observa una tendencia a la disminución de sus contenidos, ya sea en sentido lateral hacia la clase 4, como en profundidad.

En la profundidad 1-4cm el nitrógeno disponible presenta un balance

negativo desde la clase 1 a la 4, no así se comporta a la profundidad de 4-10cm. Los valores a la profundidad de 0-1cm se mantienen casi sin variaciones, salvo una disminución de pocos mg/Kg en la clase 3.

Los contenidos de fósforo disponible pueden considerarse, para estas zonas áridas, entre moderadamente altos a bajos (Laya, 1983). Las mayores concentraciones se registran en la clase 1 a la profundidad entre 0 y 4 cm y en la clase 2 a la profundidad de 4-10 cm. Sin embargo al considerar por profundidad, los mayores valores para todas las clases se encuentran en los 4-10 cm.

4.6.2 Horizontes vesiculares

Las propiedades físicas y químicas de los horizontes vesiculares corresponden a las muestras de la clase 4 descritas en el punto 4.2 (Tabla 13). En la Tabla 15 se presentan las propiedades físicas de los horizontes vesiculares estudiados. La tasa de infiltración es prácticamente nula y la densidad aparente es algo mayor en la parte inferior del horizonte Av. La estabilidad de agregados es alta en el estado seco y muy baja en el estado húmedo, principalmente las determinadas por inmersión directa de agregados secos. En la distribución de tamaño de partículas, la arena fina es la dominante en la fracción arena y el contenido en limo es elevado (relación limo/arcilla = 2,32).

La Tabla 16 muestra las propiedades químicas. Los valores de pH en la relación suelo-agua, 1:2,5 son fuertemente alcalinos. El horizonte vesicular presenta excesos de sales solubles, valores muy altos de sodio intercambiable y una capacidad de intercambio catiónico muy alta. Las sales solubles que se acumulan en los horizontes vesiculares constan, principalmente de sodio y cloruro. El carbono orgánico es bajo a muy bajo.

Tabla 15: Análisis físicos del horizonte vesicular

Infiltración (cm/hr)	0,01
Densidad aparente (g/cm ³)	
-Método del cilindro	1,39
-parte superior *	1,57
-parte inferior *	1,68
Estabilidad de agregados (%)	
(Media ± DS, n=5):	
-en seco	94,7 ± 4,2
-en húmedo:	
por capilaridad	11,9 ± 1,5
por inundación	9,9 ± 0,7
Composición granulométrica (%):	
Arena muy gruesa (1-2mm)	1,89
Arena gruesa (0,5-1mm)	3,33
Arena media (0,25-0,5mm)	9,55
Arena fina (0,10-0,25mm)	24,05
Arena muy fina (0,05-0,10mm)	8,93
Arena total (0,05-2mm)	47,75
Limo (0,002-0,05mm)	36,49
Arcilla (<0,002mm)	15,76
Limo/Arcilla	2,32

Referencias: DS: desvío estándar, n= número de muestra.

* Las determinaciones de densidad aparente en la subcapas superiores e inferiores de los horizontes Av, fueron realizadas por el método de los terrones parafinados.

Tabla 16: Análisis químicos del horizonte vesicular

pH (suelo:agua 1:2,5)	8,65
CE (dSm^{-1})	5,63
Aniones solubles (cmol/Kg)	
$\text{CO}_3^{=}$	0,00
HCO_3^-	0,10
$\text{SO}_4^{=}$	0,18
Cl ⁻	25,20
Cationes solubles (cmol/Kg)	
Ca^{2+}	0,43
Mg^{2+}	0,05
Na^+	20,70
K^+	0,10
RAS	30,03
PSI (%)	30,08
CIC (cmol/Kg)	38,26
Cationes intercambiables (cmol/Kg)	
Ca^{2+}	0,10
Mg^{2+}	0,10
Na^+	33,13
K^+	1,13
CaCO_3 (g/Kg)	12,4
C org. (g/Kg)	2,9

Figura 58: Distribución de tamaño de partículas de las clases de condiciones superficiales. Bajo de la Suerte.

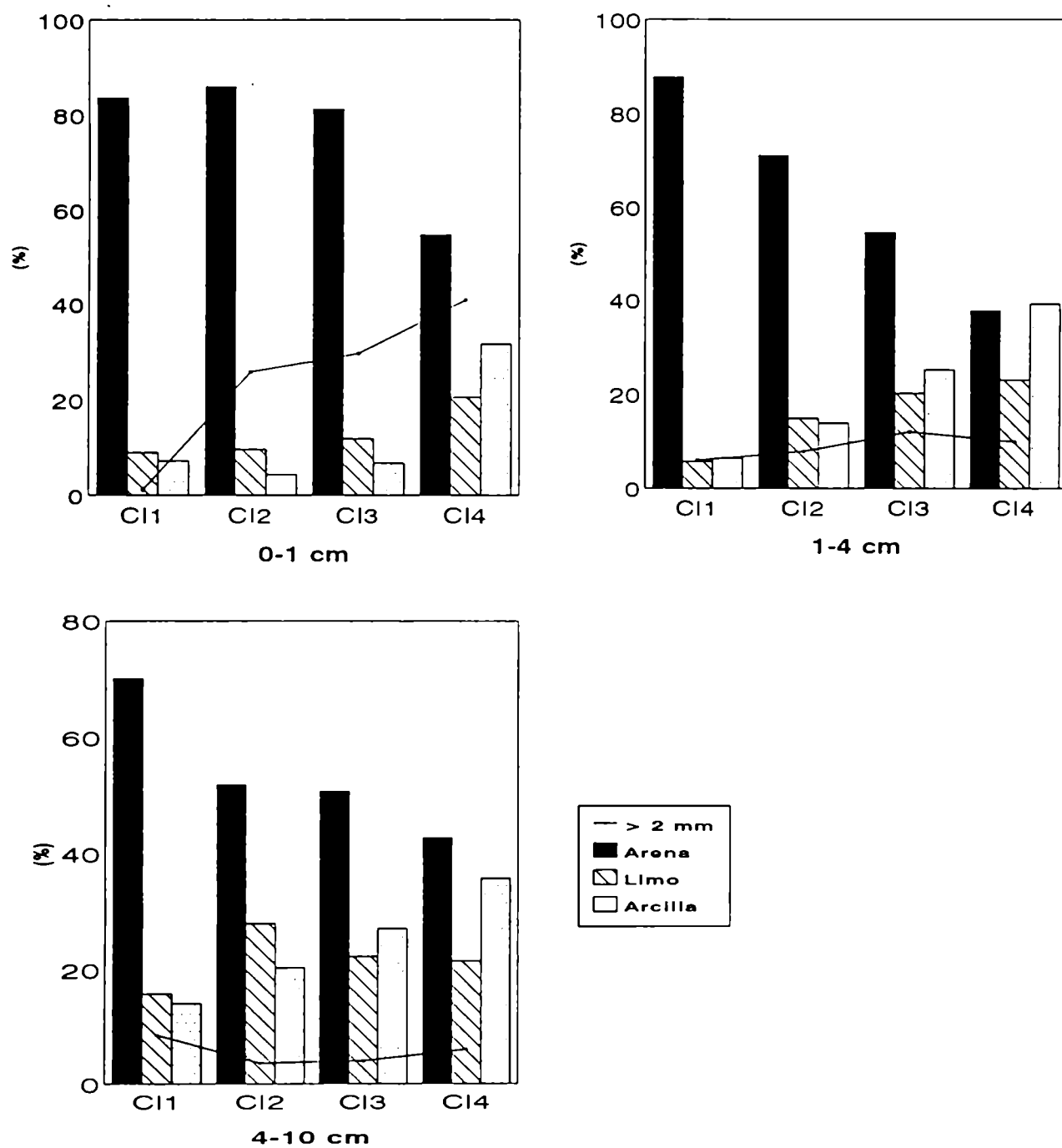


Figura 59: Estabilidad de agregados y contenido de carbonato equivalente de las clases de condiciones superficiales. Bajo de la Suerte.

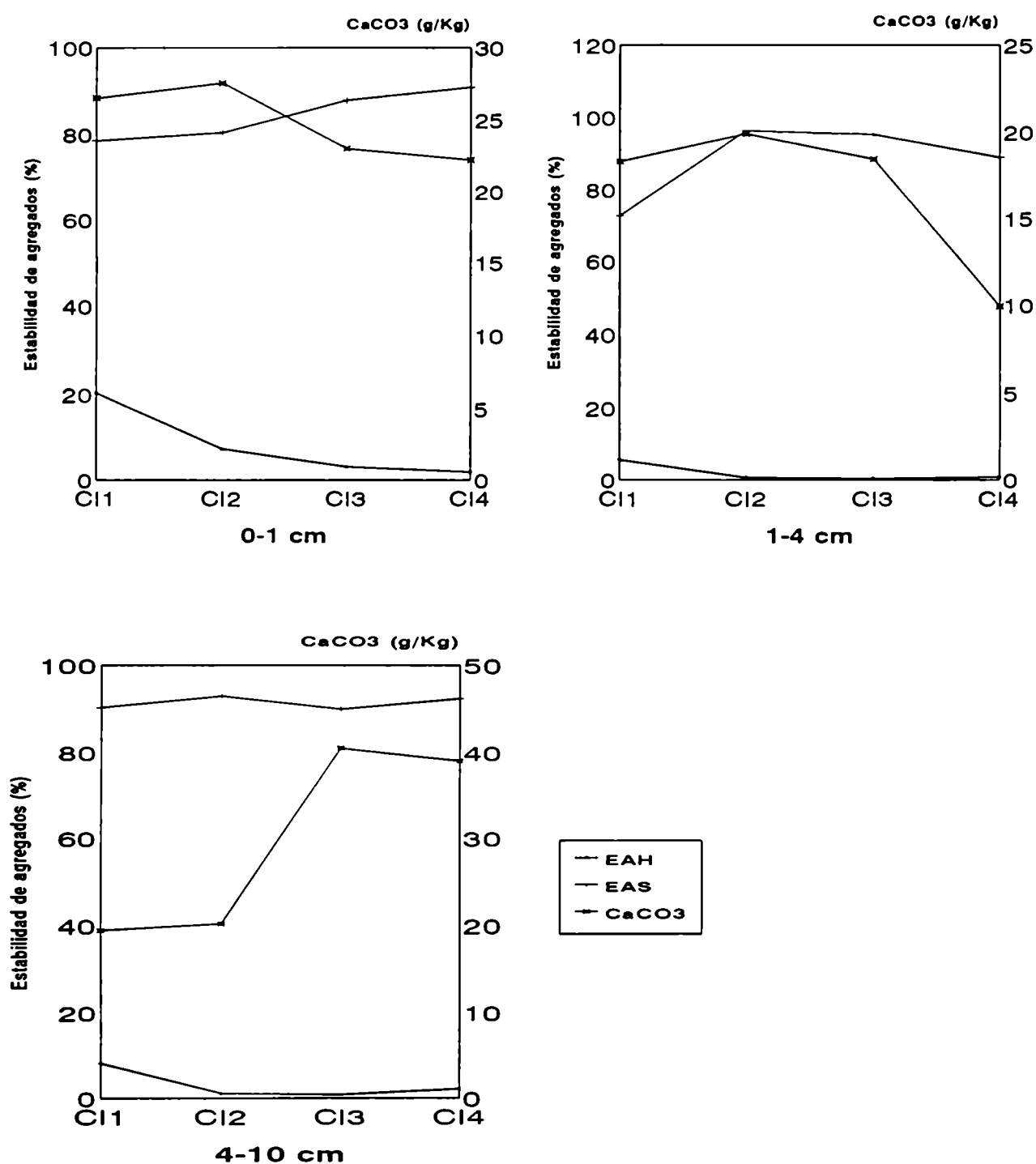


Figura 60: Valores de pH de las clases de condiciones superficiales. Bajo de la Suerte.

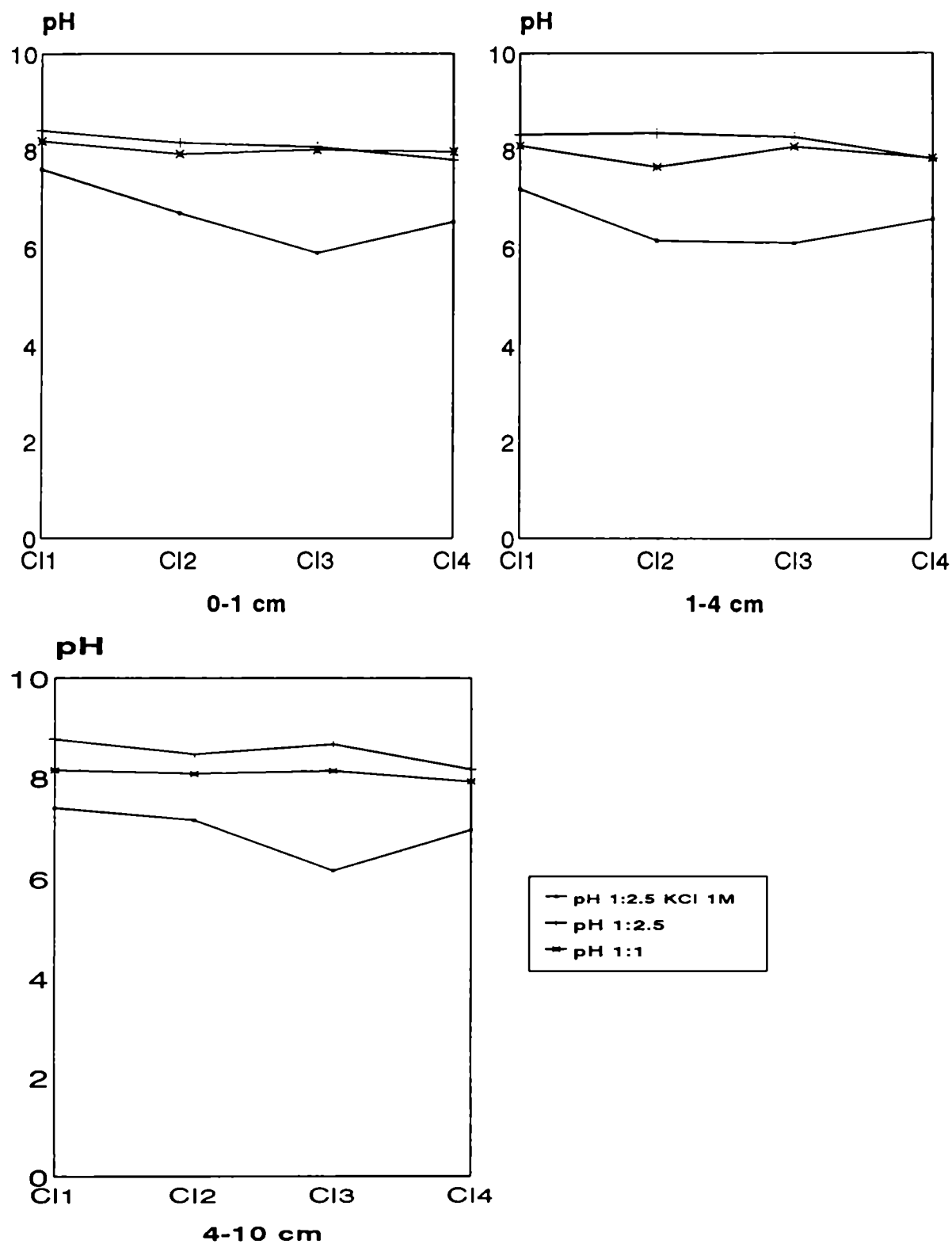


Figura 61: Contenido de sales solubles y conductividad eléctrica de las clases de condiciones superficiales. Bajo de la Suerte.

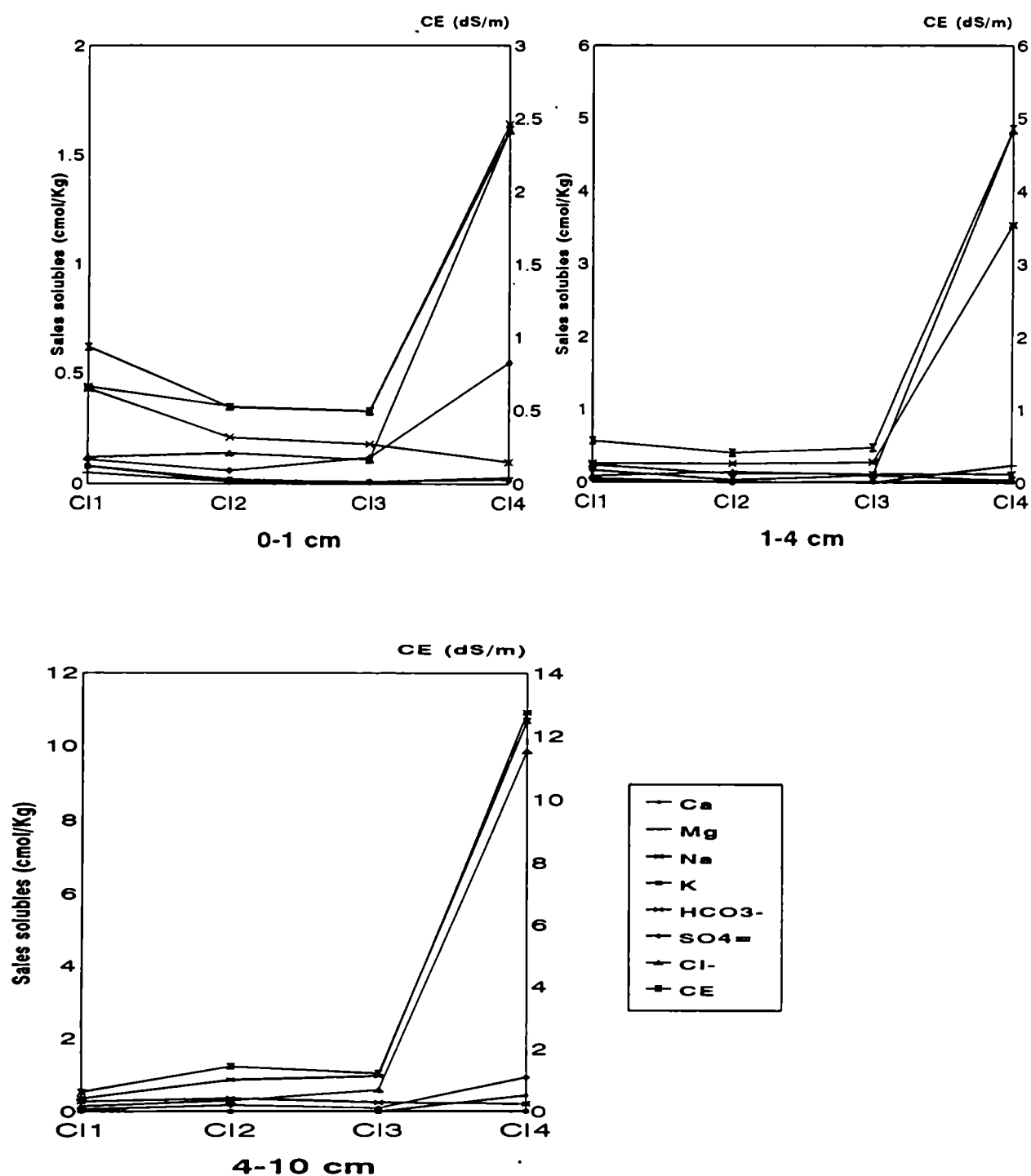


Figura 62: Porcentaje de sodio intercambiable (PSI) y relación de adsorción de sodio (RAS) de las clases de condiciones superficiales. Bajo de la Suerte.

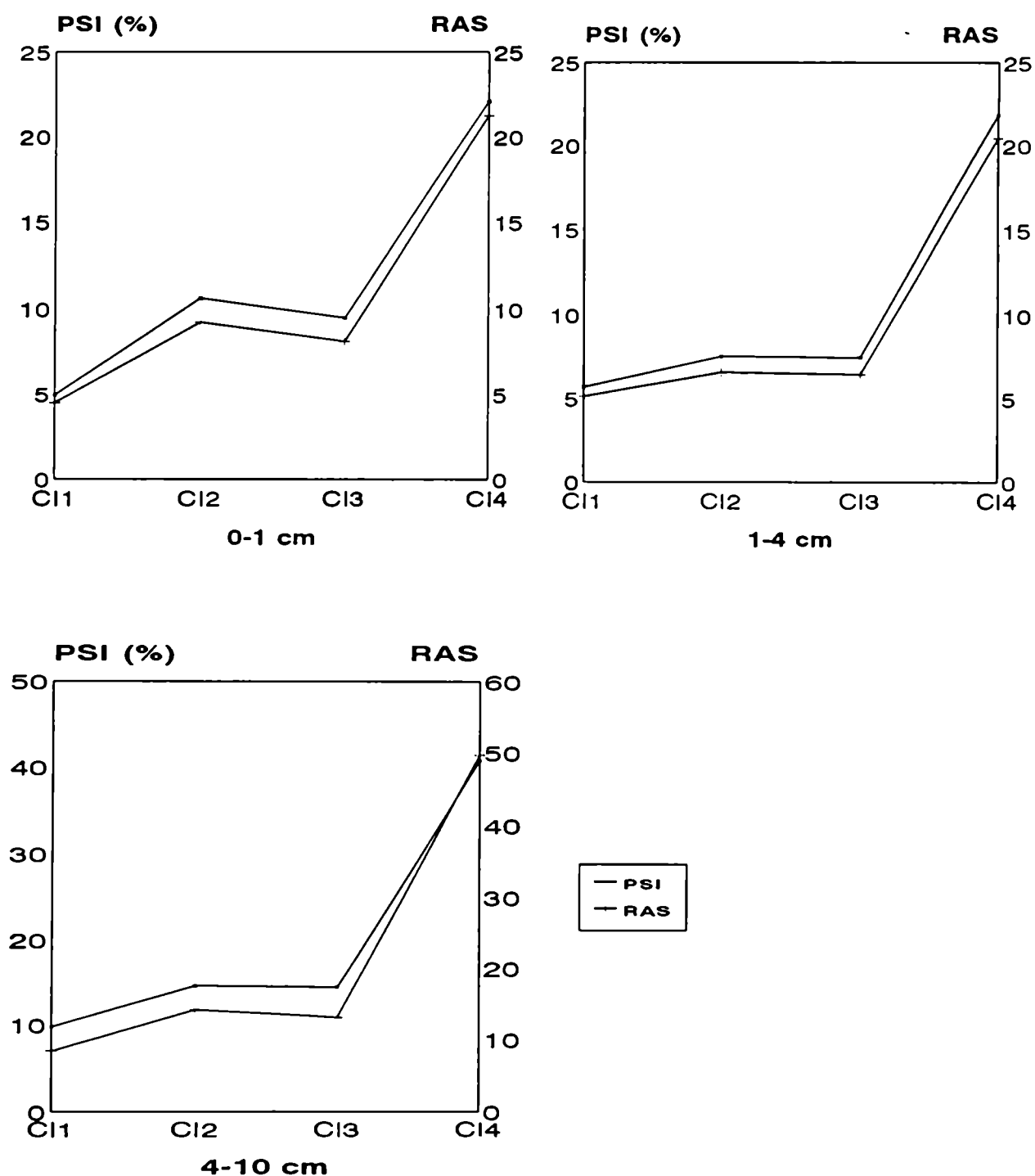


Figura 63: Cationes intercambiables y capacidad de intercambio catiónico (CIC) de las clases de condiciones superficiales. Bajo de la Suerte.

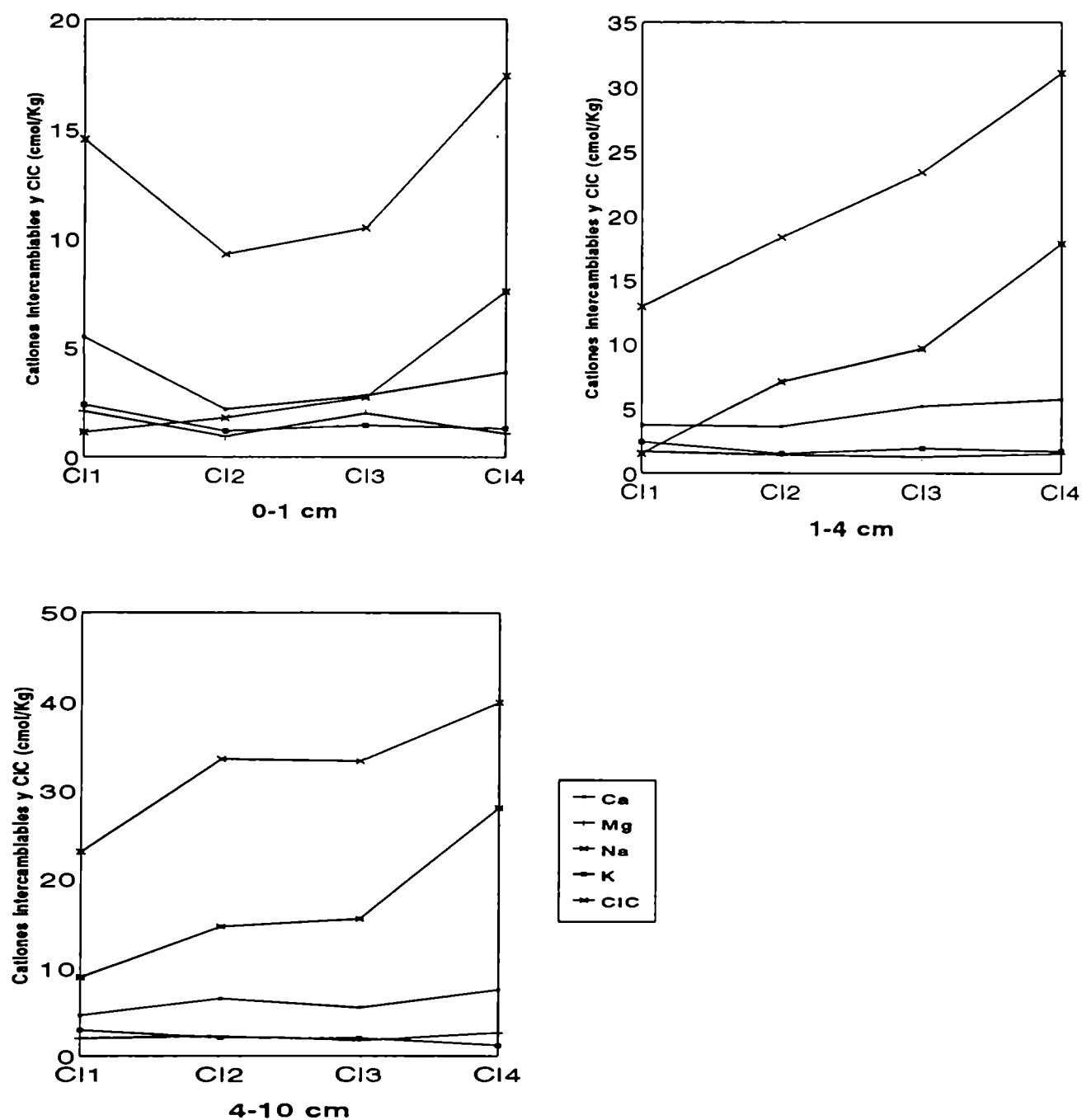
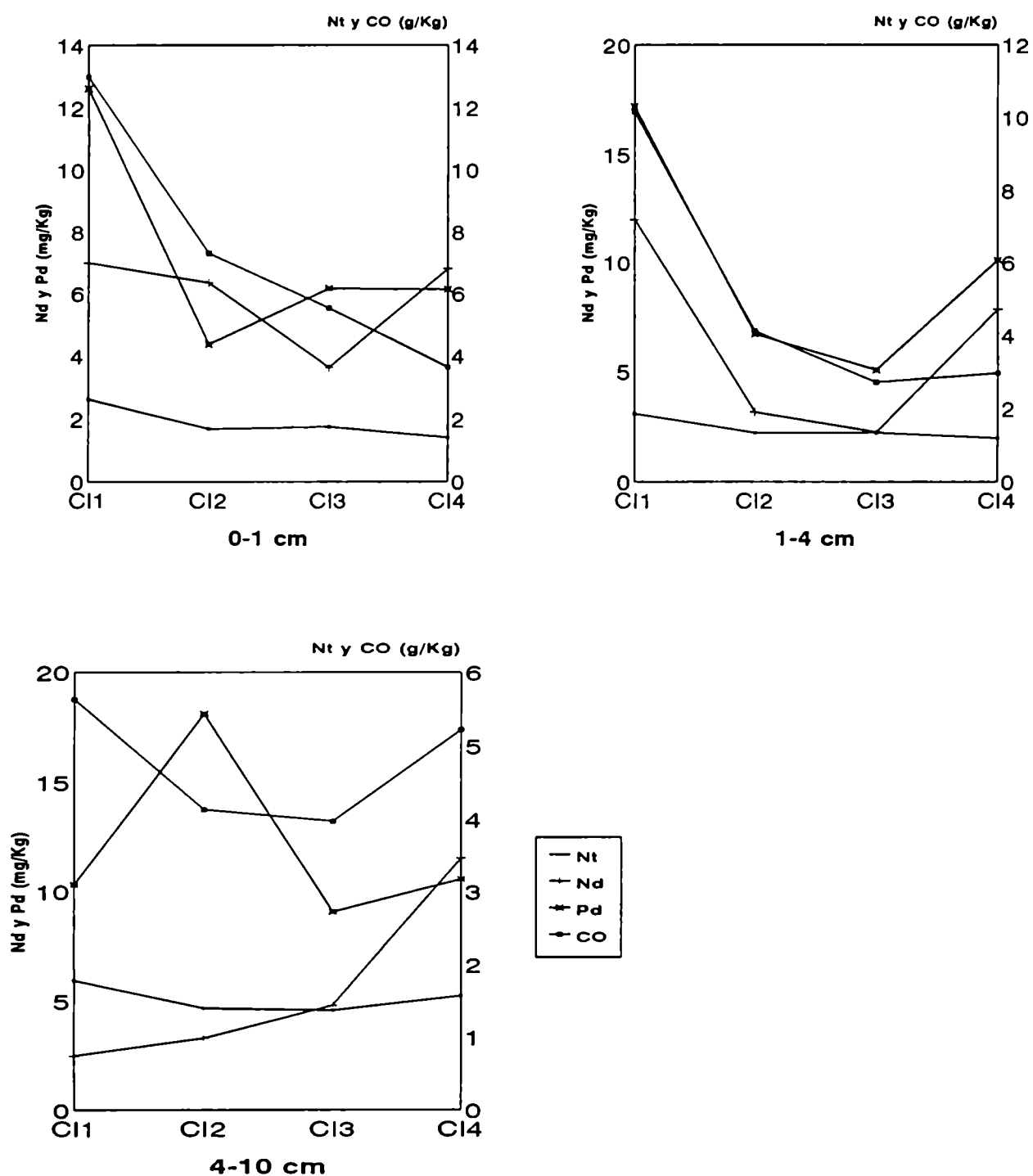


Figura 64: Contenidos de carbono orgánico (CO), nitrógeno total (Nt), nitrógeno disponible (Nd) y fósforo disponible (Pd) en las distintas clases de condiciones superficiales. Bajo de la Suerte.



5 DISCUSION

5.1 Clases de condiciones superficiales y propiedades físico-químicas: factores y variables que controlan la degradación del suelo superficial

El microrelieve determinado por el sistema montículo-entremontículo en el área de estudio, es típico de los pastizales naturales degradados de las zonas áridas. Al dominar los arbustos, éstos toman nutrientes y la actividad biológica ocurre alrededor de ellos (Schelsinger et al., 1990, en West et al., 1994). El patrón de la distribución de la vegetación es remarcada por un patrón microtopográfico donde las áreas de montículos asociados a arbustos se alternan con sectores desprovistos de vegetación (Rostagno y del Valle, 1988; Rostagno et al., 1991).

Las clases de condiciones superficiales definidas a través del microrelieve, presentan diferencias en sus propiedades edáficas. Tanto las características morfológicas externas como las características físicas, químicas y micromorfológicas, sugieren la presencia de una secuencia lateral de deterioro, desde clases de condiciones superficiales con suelo intacto o de clase 1 a condiciones de extrema degradación o de clase 4. Similares tendencias fueron encontradas por Múcher et al. (1988) y Greene y Tongway (1989) en pastizales naturales del sureste de Australia.

La variabilidad en profundidad que presentan las clases de condiciones superficiales serían debidas a discontinuidades litológicas, evidenciadas en las áreas de entremontículos por la presencia de horizontes vesiculares, asociados a horizontes argílicos subyacentes y a éstos mismos horizontes cuando están enterrados por las capas arenosas de la clase 1 (área de montículo), por las

costras sedimentarias que dominan en la clase 2 o por las barras arenosas que componen la clase 5. En áreas próximas a la de estudio, Súnico et al. (1993b) observaron discontinuidades litológicas y espaciales en horizontes argílicos; cuando éstos fueron exhumados y disectados por la acción hídrica. Estas discontinuidades pueden ser diferenciadas de aquellas dadas por variaciones faciales laterales y por el desarrollo de perfiles bajo diferentes condiciones de humedad.

Los depósitos arenosos y canales con características temporarias que definen las clases 5 y 6, si bien corresponden a signos de erosión hídrica, constituyen uno de los rasgos morfológicos típicos de los abanicos aluviales de las regiones áridas (Cooke y Warren, 1973). La sinuosidad que presentan estos cursos está determinada por la muy baja pendiente y resaltada por las características del microrelieve.

La distribución de las frecuencias acumulativas de las subfracciones arena, obtenidas en muestras de montículo de la clase 1, mostró un importante componente eólico como ambiente de depositación. La actividad eólica que registra esta clase, se correlacionaría con un importante pulso de las condiciones áridas, luego de un período de mayor humedad y de estabilidad edáfica ocurrida en la región durante el Holoceno medio (Súnico y del Valle, 1993). Los montículos formados al resguardo de los arbustos, serían luego retrabajados por la dinámica hídrica y eólica superficial.

Las partículas de arena que predominan en la clase 1 presentan un débil grado de empaquetamiento, lo cual explicaría la mayor tasa de infiltración. Una estimación grosera de la porosidad es la de considerar el tamaño de los poros de empaquetamiento similar al de las partículas. En este sentido, para granos de

arena ($> 50\mu$) corresponden a mesoporos, en los cuales se produce la distribución del agua y del aire (Brewer, 1964).

La disminución de las tasas de infiltración hacia las clases más deterioradas se correlacionaría con la misma tendencia que presenta el incremento de las fracciones limo-arcillosas tanto en sentido lateral como en profundidad (Fig. 58). El elevado valor de la relación limo/arcilla que presenta el horizonte vesicular de la clase 4 (Tabla 15) favorece aún más a la disminución de la tasa de infiltración (Uehara y Jones, 1974; Arshad y Mermut, 1988) y por lo tanto se incrementaría el escurrimiento superficial. Este proceso es evidenciado en la clase 2 por la presencia de horizontes vesiculares subyacentes a costras sedimentarias (Fig. 21), estas últimas formadas en microambientes de depositación hídrica. Otro factor que afectaría la tasa de infiltración, especialmente en la clase 4, es el tamaño y la forma estable que se hallan las gravas del pavimento de desierto. Valentin y Casenave (1992) determinaron -en superficies pedregosas del oeste de Africa- que la infiltración es disminuida cuando prevalecen fragmentos gruesos $> 0,29\text{cm}$ de diámetro medio, especialmente si los mismos se encuentran inmersos en la costra superficial (horizonte vesicular). Dichos autores proponen que cuando esta situación se presenta, constituye un signo de predicción de áreas con baja tasa de infiltración.

La alta estabilidad de los agregados secos de la clase 4 y la de los horizontes vesiculares (Tabla 15), como así también la que presentan el resto de las clases a la profundidad de 4-10cm (Fig. 59), está relacionada con las más altas concentraciones de arcillas. Esto es debido al efecto cementante de las partículas esqueléticas del suelo (Arshad y Mermut, 1988; Zobeck, 1991). De acuerdo a esto la superficie del suelo de la clase 4 sería más estable al efecto

abrasivo del viento. Chepil (1955) y Skidmore y Layton (1992), encontraron que los agregados y costras con un porcentaje entre 20 a 35% de arcilla resisten más a la deflación que en suelos de textura más gruesa. La resistencia mecánica a la deflación de la costra superficial podría estar favorecida además por los contenidos de sales (Nickling y Ecclestone, 1981, en Zobeck, 1991), como los de sodio y cloruros.

Contrariamente, la baja estabilidad de agregados secos en los suelos de la clase 1 entre 0-4cm de profundidad, está vinculado a la falta de arcillas y sales que actúan como agentes ligantes de las partículas esqueléticas. El sutil incremento que se presenta de 0-1cm, posiblemente se deba al efecto estabilizador dado por el mayor contenido de materia orgánica (Arshad y Mermut, 1988). Por lo tanto si la vegetación arbustiva es eliminada (por ejemplo: extracción para leña o incendio), los suelos de la clase 1 serían más susceptibles a la deflación que las demás clases.

La estabilidad de los agregados húmedos, mostró valores más altos en los suelos de la clase 1 y en general a la profundidad de 0-1cm de todas las clases. Su correlación con los niveles más altos de carbono orgánico y nutrientes corrobora la importancia de éstos para mejorar la estabilidad estructural (Singer, 1991). La presencia de capas criptógamas posiblemente también mejoren la agregación de las partículas. Múcher et al. (1988), sugirieron que las capas criptógamas se desarrollan durante períodos de estabilidad de la superficie edáfica. Con respecto a su acción estabilizadora, juegan un papel importante en la retención de precipitaciones tenues (< 5 mm) y en la protección del suelo ante las lluvias más fuertes, aún más que en las superficies edáficas arenosas (Graetz y Tongway, 1986 en Múcher et al., 1988). Otra variable que explique la mayor

estabilidad de agregados húmedos de 0-1cm, está relacionada con el mayor contenido de carbonato equivalente que actuaría como cementante insoluble de las partículas primarias del suelo.

En la clase 2 comienza a disminuir la cobertura vegetal, especialmente de tipo arbustiva y con ello desaparece la interceptación foliar a las precipitaciones. Como en la clase 1, la presencia de capas criptógamas indicaría cierta estabilidad edáfica. Sin embargo a partir de esta clase comienza a producirse el deterioro de la superficie edáfica, evidenciado por el descalce de pequeños arbustos y capas criptógamas en pedestal.

La estabilidad de agregados fue drásticamente reducida, en especial en la clase 4 y en las clases 2 y 3 de 1-10cm, después de un rápido humedecimiento por capilaridad e inmersión. La desagregación es atribuida al incremento de la presión, debido al entrampamiento de aire dentro de los poros de los agregados (Kemper et al. 1985). Cuando la presión es superior a la cohesión, los poros estallan y el agregado se destruye con la posterior dispersión de los coloides. Como consecuencia de ello se produce el colapso de la estructura y en el caso de la clase 4, se formaría un horizonte vesicular. El aire entrampado en el material plásmico húmedo del suelo toma una forma de acuerdo a una energía potencial mínima semejante al de una esfera (Valentin, 1991), indicando el carácter deleznable del material.

En los horizontes vesiculares, la estabilidad de los agregados húmedos por capilaridad es relativamente mayor a la determinada por inmersión directa. Esto se debe a que el humedecimiento previo, aún cerca del estado de saturación, se produce en forma uniforme, lo cual previene el entrampamiento brusco del aire y reduce las diferencias espaciales de la expansión (Truman et al., 1990;

Gollany et al. 1991).

La desagregación en la clase 4 puede ser atribuida además a la dispersión química de las arcillas debida al elevado valor del PSI y a la baja concentración de electrolitos del agua de lluvia (Levy et al., 1986).

La dispersión de las arcillas a partir del efecto perjudicial del sodio en la solución del suelo, tiene como consecuencia la reducción de la tasa de infiltración (Ben-Hur et al., 1987; Churchman et al., 1993), tal como ha sido corroborado en las clases 3 y 4. Si bien los valores de PSI en las clases 2 y 3 no superan el valor del 15% (entre 7,48 y 14,57%), por el cual la condición de sodicidad sería perjudicial para el desarrollo de las plantas (Richards, 1973), sería suficiente para producir la degradación de la estructura del suelo. Valores críticos de PSI menores al 15%, relacionados a la dispersión y a la disminución de la conductividad hidráulica, han sido ampliamente discutidos en la literatura. Churchman et al. (1993), revisaron diversos trabajos sobre rangos críticos de PSI, en relación al conocimiento y a la interrelación de algunas variables, entre ellas el tipo y cantidad de arcilla, las condiciones ambientales (pH), la participación de otros cationes de intercambio (por ejemplo Mg^{2+}), contenidos de óxidos e hidróxidos de hierro y aluminio y la influencia de la materia orgánica. Según Hebsur et al. (1990), citados por Churchman et al. (1993), encontraron que debido a las variables que afectan los valores críticos del PSI para producir dispersión, los mismos pueden variar de 11,2 a 22,3% indicando la dificultad de seleccionar un solo valor crítico para todos los suelos. Por otro lado la dispersión mecánica de las arcillas, provocada por el impacto de la gota de lluvia, aún en suelos con bajo PSI ($<5\%$) podría ser el factor más importante en la formación de costras (Agassi et al., 1985, en Ben-Hur et al., 1987),

puediendo contribuir a la dispersión producida por vía química. En la superficie de la clase 4 la dispersión mecánica causada por las precipitaciones sería disminuida por la protección que ofrece la mayor densidad de gravas superficiales. Agassi y Levy (1989), encontraron además que el salpicado es más reducido en pavimentos con gravas de diámetros pequeños (del orden de los 10mm) que con gravas de mayor diámetro (50mm) para una misma cobertura.

Sucesivos ciclos de congelamiento-descongelamiento pueden también afectar la estabilidad de los agregados. Durante la estación invernal, la presencia en la clase 4 de cristales de hielo debajo de gravas y del horizonte vesicular, indicaría la susceptibilidad que posee el suelo al congelamiento, especialmente cuando éste ocurre en texturas francas (Van Vliet Lanoë, 1985). El colapso estructural y posterior formación de vesículas, se produce por la expulsión del aire confinado en los agregados durante el descongelamiento, principalmente cuando éste es rápido y la cantidad de hielo es alta (Van Vliet-Lanoë, 1985). La desagregación es reforzada además por el levantamiento de las partículas del suelo, incluyendo gravas, debido al crecimiento de agujas y lentes de hielo. Los rasgos como material desagregado y depresiones alrededor de las gravas del pavimento en las clases 3 y 4, constituirían evidencias de la segregación del hielo luego del descongelamiento (Van Vliet Lanoë, 1985; Perez, 1986). Staricka y Benoit (1995), encontraron que la estabilidad de agregados decrece más por ciclos de congelamiento y desecación (sublimación) que por congelamiento y descongelamiento, debido a que durante este último y posterior desecación de la masa de suelo saturada, favorece en algún grado la cohesión de las partículas. La desagregación, ya sea por ciclos de congelamiento-descongelamiento y/o desecación o por crecimiento de agujas de hielo, es

favorecida como el contenido de agua en el suelo es incrementado.

5.2 Morfología y génesis de capas y costras superficiales

5.2.1 Capas masivas de grano suelto

Las capas masivas de grano suelto corresponden a los montículos (clase 1 de condición superficial) y como fuera mencionado en el punto anterior, han sido formadas mayormente por la acumulación eólica. La estructura de grano suelto determinada por las partículas de arena y la alta porosidad de empaquetamiento, explican la elevada tasa de infiltración. El transporte mecánico de las partículas finas en el agua de percolación, es posiblemente el responsable de la formación de los recubrimientos en casquetes y en casquetes enlazados.

5.2.2 Costras sedimentarias

Las costras sedimentarias se forman por la depositación de partículas de tamaño arena, transportadas lateralmente por el escurrimiento superficial. Generalmente cubren el pavimento de desierto y las costras estructurales vesiculares asociadas (horizontes Av). En base a su posición microtopográfica y a los signos de erosión observados (capas criptógamas en pedestal, descalce de arbustos y socavamiento), este material arenoso puede provenir de los bordes de los montículos ya sea por el lavado pluvial o bien por la erosión hídrica pendiente arriba de los mismos. Teniendo en cuenta su génesis y morfología de campo, las costras sedimentarias están además representadas por aquellas formas de acumulación arenosa por acción hídrica o de clase 5 de condición superficial.

Micromorfológicamente, las costras sedimentarias observadas son similares

a las costras depositacionales por escurrimiento superficial ("runoff depositional crust"), descritas por Valentin y Bresson (1992). Las cavidades irregulares con patrón de distribución bandeada a la superficie, se forman por la desconexión de algunos huecos de empaquetamiento simples y huecos planos entre microcapas por asentamiento de la estructura (Ringrose-Voase, 1991). Si bien la tasa de infiltración sería alta, lo suficiente como para formar revestimientos en casquetes enlazados, la entrada de agua en el suelo -al menos en los primeros centímetros de profundidad- es afectada por la costra estructural que subyace.

5.2.3 Costras estructurales vesiculares

El término "estructural" ha sido utilizado según el criterio de Valentin y Bresson (1992), para definir costras producidas por un cambio en la estructura original a causa de un reordenamiento "in situ" de las partículas, sin evidencias de un transporte lateral.

Las costras estructurales vesiculares (horizontes Av) son comparables con las costras de pavimento grueso descritas por Valentin y Bresson (1992). La descripción de este tipo de costra en la microescala de observación, constituye una herramienta útil para identificar los procesos de degradación física responsables de su formación, sobre todo cuando dichas costras se encuentran con espesores reducidos y sepultadas.

De acuerdo a las observaciones de campo y a los ensayos en gabinete, la estructura vesicular y vesicular entre granos ha sido formada principalmente por entrapamiento del aire del suelo ante el colapso estructural y a la subsecuente desecación. Esta última si se produce por un incremento rápido de la temperatura, provoca un aumento del volumen de aire en cada poro (Figueira,

1984). Como fuera mencionado en el punto 5.1, la degradación estructural está dada por la combinación de varios procesos, entre ellos y en orden de importancia serían: 1) dispersión mecánica de las partículas debida al impacto de las precipitaciones sobre el suelo sin protección vegetal o de cobertura de gravas del pavimento y al humedecimiento rápido de los agregados secos; 2) dispersión química de las partículas de arcillas debida al efecto dispersante del sodio y 3) dispersión mecánica de partículas debida a sucesivos ciclos de congelamiento-descongelamiento y/o desecación del suelo superficial inicialmente humedecido.

La hipótesis sobre la génesis de vesículas por procesos fríos fue corroborada por los ensayos de congelamiento. Las vesículas observadas en este ensayo, han sido formadas durante el descongelamiento desde la superficie, cuando el agua de deshielo sobresatura el suelo y confina el aire de los poros. El aire confinado es expelido generando un burbujeo hacia la superficie. La mayor compacidad debida a la total destrucción de agregados, está relacionada con la fuerza disruptiva ocasionada por el ascenso de las burbujas de aire, las cuales necesitan vencer la presión hidrostática y la viscosidad del agua fría que es 1,6 veces más alta que a 20°C (Van Vliet-Lanoë, 1985). La morfología y distribución de las vesículas formadas por la acción del frío, son semejantes a aquellas descritas por Bunting (1977) y Van Vliet-Lanoë (1985) para suelos de texturas francas y limosas de regiones frías.

Tanto el grado de desarrollo como las formas y evolución de las cavidades y vesículas están en relación con una secuencia temporal y espacial de deterioro. Según Ringrose-Voase y Bullock (1984), citados por Ringrose-Voase (1991), las cavidades se forman por la desconexión de los poros de empaquetamiento debido a procesos de asentamiento y compactación de la estructura, como por

ejemplo el ocasionado por el impacto de las gotas de lluvia. Ringrose-Voase (1991), mostró una secuencia de desarrollo de la estructura, donde la de tipo en cavidades indica un estado inicial de desconexión del espacio de poros estructurales y por lo tanto un estado inicial de deterioro de la estructura.

Teniendo en cuenta su posición microtopográfica y su consistencia friable, las costras estructurales de la clase 3, donde dominan las cavidades irregulares, representarían un estado inicial de formación del horizonte vesicular. La evolución de la estructura vesicular dominante en la clase 4 es favorecida por sucesivos ciclos de humectación-dsecación. Según Figueira (1984) el tamaño de las vesículas y la porosidad total de la costra, aumentan con el número de ciclos de humectación-dsecación. Las vesículas ascienden al sobrepasar el límite plástico superior y aumentan su esfericidad hasta interconectarse, como se observa en la Figura 30a-b. Esta mayor porosidad hacia la superficie fue corroborada por la menor densidad aparente que presenta la parte superior del horizonte vesicular (Tabla 15).

El mayor grado de empaquetamiento de las partículas finas sobre las paredes de las vesículas superiores del horizonte vesicular (Figs. 37 y 38), probablemente se relacione con la mencionada expansión del aire contra la masa basal y a la succión matricial del agua cuando comienza a secarse la superficie del suelo. Estos procesos serían los responsables de generar una fábrica-b poroestriada alrededor de las vesículas.

La morfología de las vesículas y las características de sus recubrimientos arcillosos son similares a las descritas por Figueira (1984). Según este autor, la irregularidad de las paredes superiores de las vesículas es debida a la microerosión asociada a un frente de agua descendente. El material desprendido

es depositado en forma orientada en las bases de las vesículas, constituyendo delgados recubrimientos arcillosos.

El patrón de distribución paralelo a la superficie de los huecos planos (fisuras), sería causado por el gradiente térmico y de humedad que se desarrolla en forma normal a la superficie (Figueira, 1984). Esto, en la escala mesomorfológica, le confiere al horizonte vesicular una estructura laminar.

La presencia de escasos y delgados recubrimientos arcillosos, indicaría que la lluvia o el escurrimiento superficial es probablemente insuficiente para causar iluviación durante la formación de esta costra (Fedoroff y Courty, 1989). La fábrica-b en motas aisladas -determinada por pequeños recubrimientos arcillosos fragmentados- sugiere también una iluviación parcial de las arcillas a través de la costra estructural. Los recubrimientos arcillosos son luego destruidos por sucesivos ciclos de humedecimiento y desecación, proceso evidenciado por la presencia de rasgos pedológicos de fábrica ("slikensides"). Por otro lado la migración en profundidad de las arcillas puede ser causada durante el congelamiento en el frente de crecimiento de los cristales de hielo (Corte, 1966). Un aporte adicional de recubrimientos arcillosos fracturados y deformados, posiblemente se deba al retransporte de dichos rasgos texturales a causa de procesos erosivos hídricos, desde los horizontes argílicos que subyacen

Arshad y Mermut (1988), sugirieron que el transporte vertical de partículas finas requiere una alta tasa de infiltración. Por lo tanto, si las partículas arcillosas dispersas en agua no son transportadas verticalmente, el transporte lateral podría ocurrir hacia posiciones microtopográficas más deprimidas. En estas zonas, como en superficies ligeramente cóncavas y en los espacios entre los fragmentos gruesos del pavimento de desierto, se formaría una costra

arcillosa por decantación, similar a la descrita por Valentin y Bresson (1992).

Según Casenave y Valentin (1989), citados por Valentin y Bresson (1992), las costras estructurales con desarrollo de poros vesiculares pueden ser usadas como un criterio de predicción de áreas con baja tasa de infiltración, tal como ha sido demostrado por las mediciones de campo en el área de estudio.

5.2.4 Parte superior del horizonte argílico

En base a las observaciones de campo, el horizonte argílico se encuentra exhumado y con signos de erosión, fundamentalmente hídricos. La presencia de costras estructurales vesiculares y de grietas superficiales que le sobreyace (Fig.14a-b), indicaría un período de exposición considerable antes de ser enterrado por las capas masivas de grano suelto (montículos).

Como se mencionó anteriormente la presencia de una estructura en cavidades podría estar relacionada a procesos de asentamiento y marcaría un cambio de la estructura original. Dicho asentamiento o colapso estructural está relacionado a la dispersión de las arcillas debido al alto valor de PSI y/o a la saturación del suelo superficial que es acentuado por el anegamiento ocasionado por las costras estructurales vesiculares que sobreyacen. Similares observaciones fueron realizadas por Fedoroff y Courty (1989), en suelos y paleosuelos del Sahara, proponiendo utilizar esta modificación pedológica -junto a las costras superficiales- como criterios de reconocimiento de fases de aridización creciente.

El cambio estructural puede ser acompañado además por un cambio textural, donde una disminución de la fracción arcilla se produce a expensas de la incorporación, a través de huecos planos y canales de raíces, de material más

grueso proveniente de las capas suprayacentes. Los granos minerales de las capas superiores inmersos en la masa basal, posiblemente hayan sido incorporados a la misma por procesos de expansión-contracción de las arcillas. Este cambio estructural está relacionado a una génesis sobreimpuesta o poligénesis del horizonte argílico.

La presencia de revestimientos arcillosos fracturados sobre las paredes de los poros y aquellos con microfisuras entre y a través de las laminaciones (Fig. 44a-b), indica cierto envejecimiento de estos rasgos texturales y por lo tanto la interrupción del proceso de iluviación. De acuerdo a Gile (1977) y Nettleton y Peterson (1983) encontraron -en Aridisoles de los Estados Unidos- que la formación del horizonte argílico ha ocurrido en climas cuaternarios más húmedos que los actuales. La relativa ausencia de revestimientos arcillosos continuos sobre las paredes de los poros y agregados, se debe a que dichos recubrimientos han sido destruidos y posteriormente incorporados a la masa basal del suelo por sucesivos ciclos de expansión-contracción (Buol, 1964; Gile y Grossman, 1968). Por otro lado Súnico y del Valle (1993) y Súnico et al. (1993a) estudiaron edafo y sedimentológicamente la evolución de un perfil representativo en las proximidades del área de estudio, donde la presencia de horizontes argílicos marcaría un episodio de estabilidad y de mayor humedad ocurrida durante el Holoceno medio.

En el horizonte 2Btk, la destrucción de los revestimientos arcillosos es además causada por el crecimiento autigénico de carbonato que oblitera dichos rasgos texturales e intercrece en la micromasa (Fig. 50a-b). Estas mismas observaciones han sido realizadas por Gile y Grossman (1968) en suelos Argides de Nueva México. El horizonte 2Btk posiblemente se encuentre en el estado I de

acumulación carbonática propuesta por Gile (1966), citado por Gile (1975).

5.3 Características mineralógicas

La asociación mineralógica determinada en el suelo superficial, es similar a la de las unidades geológicas que circundan al área y por lo tanto similar al material parental de origen aluvial. En su mayoría la fracción arena provendría de los bancos de areniscas y tobas, como así también de la matriz arenosa de los conglomerados que, en su mayoría, coronan los niveles estructurales del Grupo Chubut aflorantes en las inmediaciones del área.

Dadas las texturas que presentan los líticos de la fracción liviana, los mismos corresponderían a las ignimbritas y riolitas de la Formación Marifil, aunque también se encuentran en la fracción clástica del Grupo Chubut.

La mayor participación de vidrios volcánicos en las áreas de montículos, posiblemente se deban a que los mismos sean más susceptibles a la erosión eólica por la baja densidad de las pumitas y por lo tanto sean más retenidos debajo de los arbustos que en los espacios entre montículos.

Los vidrios volcánicos ácidos y básicos sin alteración, indicarían el aporte piroclástico predominante de centros efusivos cuaternarios.

De acuerdo a los rasgos texturales y composicionales de los líticos de la fracción pesada (con textura glomeruloporfírica), éstos posiblemente provengan en parte de dos pequeños afloramientos de rocas básicas y mesosilíceas pre-Formación Marifil (Page, 1987) ubicados al sureste del área de estudio. El transporte de estos líticos podría estar relacionado más a la acción eólica de acuerdo a: 1) la distancia de estos afloramientos y a su ubicación con respecto al área de estudio en la dirección de los vientos predominantes, 2) una mayor

participación en la clase 1 (montículos de origen eólico y 3) la morfología determinada por una alta esfericidad y bordes subredondeados.

En general dada la relativa similitud, ya sea de la naturaleza como de los contenidos de las especies minerales entre las diferentes clases de condiciones superficiales, el aporte y la redistribución de los granos minerales en el suelo superficial resultaría de una combinación de procesos eólicos e hídricos. Los criterios por los cuales el primero de los procesos ha actuado en la superficie del suelo son: 1) la distribución de las frecuencias acumulativas referida en la Figura 56; 2) el predominio de las subfracciones arena fina y arena muy fina y 3) el bajo contenido de minerales pesados (Tabla 14) debido al equivalente hidráulico de su diámetro.

Las partículas de arena, además de haber formado los montículos de la clase 1, habrían sido depositadas en parte, junto con los limos y las arcillas, sobre el pavimento de desierto. Dicha depositación eólica sería causada por la reducción de la velocidad del viento cerca de la superficie, que es favorecida por su rugosidad (Wells et al., 1985). Como consecuencia de ello las partículas finas se depositarían en el interior de las grietas de desecación y en los espacios entre las gravas del pavimento de desierto.

De acuerdo a los signos de erosión hídrica en las áreas periféricas de los montículos, podría ocurrir un aporte lateral del material eólico hacia las áreas más degradadas (clase 4) debido al impacto y salpicado de las precipitaciones y al escurrimiento superficial. Similares observaciones sobre el aporte netamente eólico de los materiales que componen los horizontes vesiculares fueron realizadas por Wells et al. (1985) y McFadden et al. (1987) en suelos áridos del Desierto de Mojave y por Valentin y Bresson (1992).

La semejanza en color que presentan los montículos (capas masivas de grano suelto) y los horizontes vesiculares, confirmaría además un origen común de la mayor parte de los materiales que los componen.

5.4 Pavimentos de desierto

5.4.1 Procesos de concentración de partículas gruesas

La concentración de partículas gruesas que constituyen los pavimentos de desierto en el área de estudio, sería determinada por una serie de procesos erosivos hídricos, degradacionales físicos y agradacionales, que podrían actuar en forma conjunta o alternada.

La erosión hídrica pudo haber jugado un papel importante en la concentración de fragmentos gruesos como residuos a expensas de la eliminación de partículas finas del suelo y de los depósitos de "lag". Como fuera mencionado en el punto 5.1, se considera como un rasgo importante la baja estabilidad al agua de los agregados y costras, por la cual las partículas finas dispersas son eliminadas por el escurrimiento superficial, que a su vez éste es reforzado por la baja tasa de infiltración.

La desagregación del suelo superficial por sucesivos ciclos de congelamiento-descongelamiento y/o desecación, constituye además otro factor a través del cual las partículas finas están disponibles para ser removilizadas por la acción hídrica.

Las partículas más gruesas (mayores a 15 cm de diámetro) que no se encuentran embebidas en el horizonte vesicular, habrían sido incorporadas a los pavimentos de desierto de mayor extensión por flujo laminar, posiblemente por redistribución de los depósitos de "lag" y de las facies más gruesas que

componen los materiales parentales de origen aluvial. De acuerdo a las observaciones de Williams y Zimbelman (1994) en pavimentos de desierto del Desierto de Mojave, la concentración de fragmentos gruesos en superficies lisas y de baja permeabilidad es atribuida al flujo laminar causado por lluvias torrenciales de verano. Estos autores sugirieron que con precipitaciones estivales máximas mensuales entre aproximadamente 35 y 55mm, pueden generar una corriente laminar que ejerciera la suficiente presión sobre una grava para causar rollido y por lo tanto producir pequeños movimientos para formar un mosaico. En este sentido, algunos datos aislados de precipitaciones estivales máximas obtenidos en localidades próximas a la de estudio, dieron valores similares e incluso superiores a los del Desierto de Mojave. Por ejemplo en la Laguna Blanca, ubicada a 15Km al suroeste de la ciudad de Puerto Madryn y a 86Km al este del área de estudio, se registró en el mes de febrero de 1987 una precipitación máxima de 78mm, distribuidas sólo en dos fuertes lluvias, la primera de 29mm caída en dos días y la segunda de 49mm en sólo un día (del Valle, 1985, Coronato y del Valle, 1993). Por otra parte en la localidad de Telsen, ubicada a 78Km al noroeste del área de estudio, se registró en el mes de diciembre de 1976 una precipitación máxima de 58mm (CENPAT-Dirección de Recursos Hídricos de la provincia del Chubut, 1980).

La migración de gravas hacia la superficie del suelo explica en parte la concentración de partículas gruesas. La relativa ausencia de gravas en los primeros centímetros del horizonte vesicular evidenciaría parcialmente la efectividad de este mecanismo. La presencia de grietas de desecación rellenas con material de lavado y/o eólico debajo de gravas (Fig. 21) constituyen rasgos similares a los descritos por Springer.(1958), quien propuso dicha migración

como producto de sucesivos ciclos de humedecimiento-dsecación. Por otra parte la presencia de huecos planos curvos y cristales de hielo debajo de las gravas del límite superior de horizonte 2Bt, evidenciaría que la migración habría sido realizada además por sucesivos ciclos de congelamiento-descongelamiento tal como ha sido demostrado por Kaplar (1965), citado por Van Vliet Lanoë (1985) e Inglis (1965), entre otros.

Si bien el colapso de los cristales de hielo durante el descongelamiento produce el aparente hundimiento de las gravas (Fig. 17a), éstas no vuelven a su posición original y el movimiento neto es siempre hacia arriba. La presencia de depresiones en la matriz del suelo alrededor de las gravas, evidencian que la superficie del suelo fue deformada plásticamente por la extrusión de las mismas durante el congelamiento (Van Vliet Lanoë, 1985).

De acuerdo a las características mineralógicas mencionadas en el punto 5.3, los materiales que componen los horizontes vesiculares pueden ser de origen eólico y redistribuidos lateralmente por el escurrimiento superficial. El material entrampado en las grietas de dsecación es incorporado en la masa del suelo por sucesivos ciclos de expansión-contracción. Se produciría entonces el levantamiento de los fragmentos gruesos por la acreción vertical debida al material introducido. Similares observaciones fueron realizadas por McFadden et al. (1987) en pavimentos de desierto desarrollados sobre flujos lávicos del oeste de los Estados Unidos, no descartando una génesis similar para aquellos formados sobre abanicos aluviales de la misma región.

En base a los procesos de concentración de partículas gruesas y siguiendo los criterios de Cooke y Warren (1973), los pavimentos de desierto del Bajo de la Suerte podrían clasificarse bajo dos aspectos de acuerdo al área de aporte de

los fragmentos gruesos. La concentración de partículas dada en el lugar por procesos de eliminación de partículas finas y de migración de gravas hacia la superficie, generan pavimentos de tipo autóctono. Por otro lado, un carácter alóctono está determinado por la concentración de fragmentos gruesos por transporte lateral ocasionado por corrientes laminares.

5.4.2 Tipos de partículas

Las partículas que componen los pavimentos de desierto en el área de estudio son mayormente primarias, constituidas por fragmentos angulares y subangulares de rocas ignimbríticas de composición riolítica, provenientes de la Formación Marifil. Los clastos de igual composición con mayor redondez, probablemente provengan de los bancos conglomerádicos que, en las inmediaciones del área de estudio, coronan la secuencia sedimentaria del Grupo Chubut. El Grupo Chubut ha aportado además, en menor proporción, restos de troncos silicificados no determinados.

Las partículas secundarias están representadas por los escasos artefactos mencionados anteriormente en el punto 4.1.

6 CONCLUSIONES

La pérdida de la estabilidad edáfica superficial ante la agresividad climática y bajo el sistema actual de manejo de los pastizales naturales de la región, está dominada por la disminución o alteración de la materia orgánica edáfica y por ende del ciclo de nutrientes.

Las clases de condiciones superficiales definidas en el microrelieve del área de estudio, constituyen una secuencia espacial de deterioro de la superficie del suelo. Dicha secuencia está determinada al menos por cuatro estados de degradación o clases de condiciones superficiales, desde superficies con suelo intacto o de clase 1 hasta situaciones de extremo deterioro o de clase 4. Las clases 5 y 6, si bien corresponden a signos de erosión hídrica, responden a una morfodinámica natural de características temporarias, típica de los ambientes de abanicos aluviales de regiones áridas.

Las clases de condiciones superficiales responden a diferencias en sus propiedades físicas, químicas y micromorfológicas que dependiendo de sus valores críticos, pueden ser usadas como criterios de evaluación de áreas degradadas.

- La **clase 1** corresponde a las áreas de montículos de suelo asociados a la vegetación arbustiva. La génesis de dichos montículos es mayormente eólica, pudiendo ser re TRABAJADOS por la acción hídrica. Las variables que caracterizan esta clase son la textura predominantemente arenosa, la elevada tasa de infiltración, la menor estabilidad de agregados al tamizado en seco y la mayor estabilidad de agregados al agua, esta última favorecida por el mayor contenido de materia orgánica y nutrientes que las demás clases. En la escala microscópica

de observación, la clase 1 está representada por capas masivas de grano suelto.

- En la **clase 2** comienza a disminuir la cobertura vegetal, especialmente de tipo arbustiva y con ello desaparece la intercepción foliar a las precipitaciones. En general esta clase ocupa los sectores próximos a los de la clase 1. La presencia de capas criptógamas indica cierta estabilidad edáfica superficial, debido a que intercepta y utiliza el agua de las precipitaciones más tenues. Sin embargo a partir de esta clase comienza a producirse el deterioro de la superficie edáfica. La dispersión química de las partículas finas, debida al efecto perjudicial del sodio en el complejo de intercambio, puede tomar valores críticos de PSI al menos del orden del 10%. Por otro lado, la dispersión mecánica de partículas por impacto y salpicado de las precipitaciones más intensas, puede contribuir a la producida por la vía química. La presencia de costras sedimentarias indica un microambiente de depositación hídrica por escurrimiento superficial que es favorecido por la baja tasa de infiltración de los horizontes Av y 2Bt que subyacen.

- La **clase 3** representa una condición de degradación moderada. Los signos de degradación están dados por el desarrollo de un pavimento de desierto poco estabilizado y por la presencia de un delgado y friable horizonte Av de textura areno franca. La desagregación en la superficie es causada por la dispersión química de las arcillas debido a que presenta valores críticos de PSI similares al de la clase 2. La dispersión mecánica contribuye a la desagregación por el impacto de las precipitaciones sobre el suelo desnudo en los sectores sin protección de gravas superficiales. Debajo de este horizonte (1-10cm), subyace el horizonte 2Bt de textura franco arcillo arenosa, necesaria para que ocurra una brusca disminución de la tasa de infiltración y para que el colapso estructural sea

susceptible a sucesivos ciclos de congelamiento-descongelamiento y/o desecación.

- La **clase 4** posee el mayor grado de desarrollo de pavimentos y horizontes vesiculares (costras estructurales vesiculares) y representa la condición más extrema de degradación. La presencia de estos rasgos constituyen criterios de predicción de áreas con muy baja tasa de infiltración. La desagregación es causada principalmente por: 1) dispersión química dada por el elevado valor de PSI; 2) incremento de la presión de los poros cuando el suelo es saturado por inmersión directa en agua y 3) sucesivos ciclos de congelamiento-descongelamiento y/o desecación. Esta clase presenta altos valores de estabilidad de agregados por tamizado en seco, debido a la acción cementante de las arcillas y de sales, indicando una alta resistencia a la erosión eólica. La desagregación por impacto de las gotas de lluvia es disminuida por la protección que ofrece el mayor porcentaje de gravas del pavimento de desierto.

La superficie del suelo puede ser clasificada micromorfológica y genéticamente en las siguientes capas y costras: capas masivas de grano suelto, costras sedimentarias y costras estructurales vesiculares.

- Las **capas masivas de grano suelto** corresponden a los montículos de suelo de la clase 1. El predominio de huecos de empaquetamiento simples interconectados y los recubrimientos de tipo en casquete, simples y enlazados, explican el importante movimiento del agua de percolación.

- Las **costras sedimentarias** dominan en la clase 2 de condición superficial. Presentan una estructura de grano suelto, donde la fábrica de las partículas gruesas es bandeada paralela a la superficie, indicando un origen hídrico de

formación. Como ha sido mencionado, el predominio de huecos de empaquetamiento simples y de recubrimientos de tipo casquete enlazado indican el rápido movimiento del agua de percolación, aunque éste es impedido por los horizontes Av (costra estructural vesicular) y 2Bt que subyacen. La presencia de escasas cavidades irregulares indica la desconexión de algunos poros estructurales (huecos de empaquetamiento y huecos planos) por asentamiento de la estructura, indicando un estado inicial de degradación física.

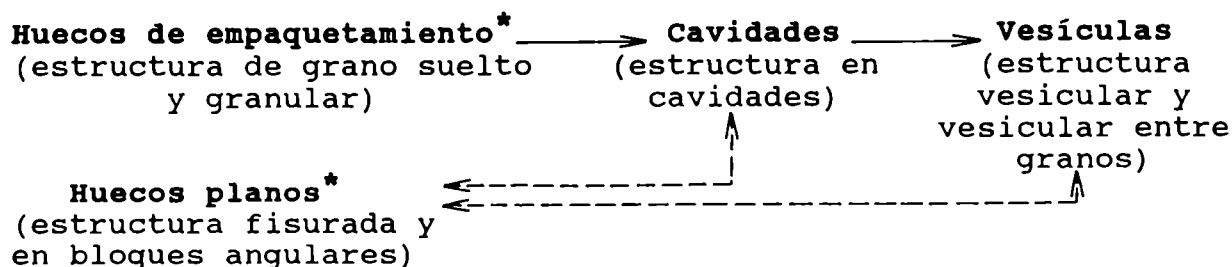
- Las **costras estructurales vesiculares** se presentan en las clases 3 y 4 de condiciones superficiales. Las costras estructurales de la clase 3 son interpretadas como un estado inicial de formación del horizonte Av. Las cavidades y las vesículas que presentan estas costras se forman por la progresiva desconexión de poros estructurales, causada por colapso o asentamiento de la estructura. Dicho colapso estructural es debido a los procesos de desagregación antes mencionados. El mayor grado de desconexión de las vesículas explica en parte la baja tasa de infiltración. La fábrica-b del material fino en motas aisladas indica un proceso de iluviación parcial de arcillas y limos hacia la parte inferior de la costra, ya sea por el agua de percolación o por migración en el frente de congelamiento. Los delgados recubrimientos formados son luego fracturados e incorporados a la masa basal por la subsecuente desecación. Sucesivos ciclos de expansión-contracción han generado una fábrica-b poroestriada alrededor de huecos planos y vesículas, en estas últimas debido al incremento de la expansión del aire durante su evolución. Cuando la infiltración es rápidamente reducida, las arcillas no son iluviadas, siendo transportadas en suspensión hacia las áreas más deprimidas para formar costras por decantación.

El horizonte argílico en los suelos del área de estudio ha sido formado durante un período de mayor humedad y estabilidad que el actual, en el Holoceno medio. La interrupción del proceso de iluviación es registrada en dicho horizonte por los siguientes signos de aridización creciente:

- Revestimientos arcillosos fragmentados sobre las paredes de los poros e inmersos en la masa basal por sucesivos ciclos de expansión-contracción.
- Destrucción y obliteración de revestimientos arcillosos por el crecimiento autigénico de carbonato en la micromasa del horizonte 2Btk.
- Presencia de costras estructurales sobreyacentes.
- Asentamiento de la estructura original.
- Relleno de grietas de desecación (huecos planos) con material proveniente de las capas superiores.

El asentamiento de la estructura original del horizonte 2Bt es causado por el alto valor de PSI y por el anegamiento que es favorecido por las costras estructurales que sobreyacen. El cambio estructural se debe además al cambio textural producido por incorporación de material más grueso proveniente de las capas y costras suprayacentes. Dicho cambio, ya sea por variaciones adversas en la estructura o por variaciones en la textura, está relacionado con una génesis sobreimpuesta en dicho horizonte.

El análisis del espacio poral en la escala de observación microscópica permitió determinar la siguiente secuencia espacial deterioro de la estructura del suelo superficial y subsuperficial:



* Espacio de poros estructurales

————→ Colapso o asentamiento estructural: impacto de las gotas de lluvia, congelamiento-descongelamiento, dispersión química y/o mecánica.

←-----→ Expansión-contracción

La asociación mineralógica de las distintas clases de condiciones superficiales es similar con la de los materiales geológicos que circundan el área de estudio. Los vidrios volcánicos ácidos y básicos sin alteración han sido transportados por la acción eólica desde centros efusivos cuaternarios fuera de la comarca en cuestión. La escasa variación, ya sea de la naturaleza como de los contenidos de las especies minerales entre las distintas clases de condiciones superficiales, sugiere un aporte de material debido a la acción eólica con la subsecuente redistribución de las partículas por la acción hídrica. La mineralogía en el horizonte argílico, guarda la misma tendencia que las capas y costras sobreyacentes debido al aporte de material arenoso desde las mismas a través de grietas y canales de raíces. La mineralogía en el horizonte argílico es contribuida además por la que presenta el material parental.

Se propone clasificar a los pavimentos de desierto del Bajo de la Suerte como de tipo **mixto**, debido a que presentan características autóctonas y

alóctonas. Los primeros se caracterizan por presentar los fragmentos gruesos inmersos en la matriz del horizonte Av, mientras que en los segundos, dichos fragmentos se encuentran sueltos en la superficie. Los procesos de concentración de partículas gruesas que generan los pavimentos de tipo autóctonos están relacionados con las propiedades físicas y químicas del suelo superficial. Dichos procesos son:

- Eliminación de partículas finas por la acción hídrica (baja estabilidad de agregados al agua) y por sucesivos ciclos de congelamiento-descongelamiento.
- Migración de gravas hacia la superficie por sucesivos ciclos de congelamiento-descongelamiento y humedecimiento-dsecación y por acreción vertical dada por el aporte de material eólico e hídrico entrampado en la rugosidad del suelo.

La concentración y redistribución de los fragmentos gruesos por flujo laminar generan pavimentos de tipo alóctono.

Las partículas gruesas que componen los pavimentos de desierto estudiados son mayormente de tipos primarias provenientes de las vulcanitas ácidas de la Formación Marifil y de los bancos conglomerádicos del Grupo Chubut. En menor proporción se presentan partículas secundarias constituidas por artefactos.

Los estudios realizados en este trabajo pueden aportar un conocimiento básico para la planificación del manejo y la recuperación de los pastizales naturales de la región. En el caso particular del Bajo de la Suerte, la identificación de clases de condiciones superficiales, basadas en las propiedades del suelo, proporcionaría diferentes alternativas tecnológicas de recuperación y/o conservación.

7 BIBLIOGRAFIA CITADA EN EL TEXTO

- Agassi, M., J. Morin y Shainberg. 1985. Effect on drop impact energy and water salinity on imfiltration rate of sodic soils. *Soil Science Society of America Journal* 49: 186-189.
- Agassi, M. y J. Levy. 1991. Stone-cover and rain intensity: Effects on infiltration, erosion and water splash. *Australian Journal of Soil Research* 29: 565-575.
- Allison, L. E. y C. D. Moodie. 1965. Carbonate, pp. 1379-1400, in: C. A. Black ed., *Method of Soil Analysis*, part 2. American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin.
- Arshad, M. A. y A. R. Mermut. 1988. Micromorphological and physico-chemical characteristics of soil crust types in northwestern Alberta, Canada. *Soil Science Society of America Journal* 52:724-729.
- Beeskow, A.M., H.F. del Valle y C.M. Rostagno. 1987. Los sistemas fisiográficos de la región árida y semiárida de la provincia del Chubut, Argentina. *SECYT Delegación Regional Patagonia. S.C. de Bariloche, Río Negro, Argentina* 142 p.
- Ben-Hur, M., I. Shainberg y J. Morin. 1987. Variability of infiltration in a field with surface-sealed soil. *Soil Science Society America Journal* 51: 1299-1302.
- Bisal, F. y J. Hsieh. 1966. Influence of moisture on erodibility of soil by wind. *Soil Science* 102: 143-146.
- Blake, B. R. 1965. Bulk density, pp. 374-390, in: C. A. Black ed., *Methods of Soil Analysis*, part 1. American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin.
- Bloom, A. L. 1978. Geomorfology: A systematic analysis of Late Cenozoic Landforms. *Prentice Hall*, 510p.
- Boettinger, J.L. y R. J. Southard. 1991. Silica and carbonate sources for Aridisols on a granitic pediment, western Mojave Desert. *Soil Science Society of America Journal* 55: 1057-1067.
- Bower, C. A., R. F. Reitemeier y M. Fireman. 1952. Exchangeable cation analysis of saline and alkali soils. *Soil Science* 73: 251-261.
- Branson, F. A., G. F. Gifford, K. G. Renard y R. F. Hadley. 1981. Rangeland hydrology. *Society for Range Management-Kendal/Hunt Publishing*

Company, Iowa, 339p.

- Bremner, J.M. y C. S. Mulvaney. 1982. Nitrogen - Total, pp. 595-622, in: A. L. Page ed., *Methods of Soil Analysis*, part 2. American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin.
- Brewer, R. 1964. Fabric and mineral analysis of soils. *John Wiley & Sons, Inc.*, New York-London-Sydney. 470p.
- Bullock, P., N. Fedoroff, A. Jongerius, G. Stoops, T. Tursina y U. Babel. 1985. Handbook for soil thin section description. *Waine Research Publications*, 152 p.
- Bunting, B. T. 1977. The occurrence of vesicular structures in arctic and subarctic soils. *Zeitschrift für Geomorphologie* 21: 87-95.
- Buol, S.W. 1965. Present soil-forming factors and processes in arid and semiarid regions. *Soil Science*. Vol. 99. No. 1.
- Cano Henares, M., J. Recio Espejo y F. Díaz Olmo. 1993. Soil Formation in alluvial terraces of the River Guadalquivir: the evidence of the small Mendoza Lakes (Andalusia, Spain). *Catena* 20: 63-71.
- Casenave, A. y C. Valentin. 1989. Les États de Surface de la Zone Sahélienne. Influence sur l'infiltration. *ORSTOM*. Collection Didactiques, 230p.
- Castro, J. M. 1983. Manual para la recuperación de áreas erosionadas en la Patagonia. *INTA*, Trelew.
- CENPAT-Dirección de Recursos hídricos de la Provincia del Chubut. 1980. Boletín Hidrometeorológico, Provincia del Chubut, segundo semestre, 1976. *CONICET-Ministerio de Economía de la Provincia del Chubut*. Rawson, Chubut.
- Chen, Y., J. Tarchitzky, J. Brouwer y A. Banin. 1980. Scanning electron microscope observations on the soil crusts and their formation. *Soil Science* 130:49-55.
- Chepil, W. S. 1945. Dynamics of wind erosion: II Initiation of soil movement. *Soil Science* 60: 397-411.
- Chepil, W. S. 1955. Factors that influence clod structure and erodibility of soil by wind: IV. Sand, silt, and clay. *Soil Science* 80: 155-162.
- Churchman, G. J., J.O. Skjemstad y J. M. Oades. 1993. Influence of clay minerals and organic matter on effects of sodicity on soils. *Australian Journal of Soil Research* 31: 779-800.
- Cooke, R. U. 1970. Stone pavements in deserts. *Ann. Ass. Am. Geog.*, 60: 560-

- Cooke, R. U. y A. Warren. 1973. *Geomorphology in Deserts*. University of California Press. Berkeley and Los Angeles. 394 p.
- Coronato, F. R. y H. F. del Valle. 1993. Methodological comparison in the estimate of fluvial erosion in an arid closed basin of northeastern Patagonia. *Journal of Arid Environments* 24: 231-239.
- Corte, A. 1966. Particle sorting by repeated freezing and thawing. *Biuletyn Peryglacjalny* 15: 175-240.
- Day, P. R. 1965. Particle fractionation and particle-size analysis, pp. 545-56, en: C. A. Black ed., *Method of Soil Analysis*, part 1. American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin.
- De Fina, A., A. Garbosky, F. Giannetto y L. Sabella. 1968. Difusión geográfica de cultivos índices en la provincia del Chubut. *INTA*. Publicación N° 110.
- del Valle, H. F. 1978. Levantamiento preliminar de suelos de la provincia del Chubut, mediante empleo de imágenes satelitarias Landsat y fotografías aéreas. Escala 1:500.000. Publicación en la *Dirección de Recursos Hídricos (MESOP)*, Rawson (Chubut), 100p. más anexos.
- del Valle, H. F. 1985. Estudio hidrológico de microcuencas para el aprovechamiento de aguas de escorrentía. Informe *PID-CONICET N° 3-108000/85*.
- del Valle, H. F. 1993. Mallines de ambiente árido. Pradera salina y estepa arbustivo-graminosa en el NW del Chubut, pp. 31-39, en: Paruelo, J., M. Bertiller, T. Schlichter y F. Coronato (Eds.), *Secuencias de deterioro en distintos ambientes patagónicos. Su caracterización mediante el modelo de estados y transiciones*. Convenio Argentino-Alemán, Cooperación Técnica INTA-GTZ.
- del Valle, H. F., A. M. Beeskow, F. R. Coronato y C. M. Rostagno. 1995. Evaluación del estado actual de la desertificación en tres segmentos de la Provincia del Chubut. Segmento Noreste, pp 114-126. Proyecto de Cooperación Técnica entre la República Argentina y la República Federal de Alemania *Lucha contra la Desertificación en la Patagonia a través de un Sistema de Monitoreo Ecológico*, Río Gallegos, Trelew, Puerto Madryn, Bariloche.
- Eckert, R. E., J. R. Frederick, F. Peterson y J.T. Belton. 1986. Relation between ecological-range condition and proportion of soil-surface types. *Range Management* 39:409-414.
- Evenary, M., D.H. Yaalon y Y. Gutterman. 1974. Note of soils with vesicular

- structure in deserts. *Zeitschrift für Geomorphologie* 18:162-172.
- Fairbridge, R. W. 1968. The Encyclopedia of Geomorphology. *Encyclopedia of Earth Science*, Volume III. Dowden Hutchinson & Ross, 1295 p.
- FAO, 1979. A provisional methodology for soil degradation assessment. Roma.
- FAO, 1984. Metodología provisional para la evaluación y la representación cartográfica de la desertización. Roma.
- Fedoroff, N. y M. A. Courty. 1989. Indicateurs pédologiques d'aridification. Exemples du Sahara. *Bull. Soc. Géol. France* 8, t. V(1): 43-53.
- Ferrer, J.A. 1978. Estudio de suelos en la cuenca del río Santa Cruz. *VIII Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo*, Buenos Aires.
- Figueira, H. L. 1982. Study of vesicular structure in arid soils (north Patagonia-Argentina). *State University of Ghent, Bélgica*. Tesis de Maestría en Ciencias del Suelo, 76p.
- Figueira, H.L. 1984. Horizonte vesicular: morfología y génesis en un aridisol del norte de la Patagonia. *Ciencia del Suelo* 2: 121-129.
- Figueira, H. L. y G. Stoops. 1983. Application of micromorphometric techniques to the experimental study of vesicular layer formation. *Pedologie* 33: 77-89.
- Fitzpatrick, E. A. 1984. Micromorfología de suelos. Compañía Editorial Continental, S. A. de C. V., 476p.
- Gile, L. H. 1975. Holocene soils and soil-geomorphic relations in an arid region of southern New Mexico. *Quaternary Research* 5: 321-360.
- Gile, L. H. 1977. Holocene soils and soil-geomorphic relations in a semiarid region of southern New Mexico. *Quaternary Research* 7: 112-132.
- Gile, L. H. y R. B. Grossman. 1968. Morphology of the argillic horizon in desert soils of southern New Mexico. *Soil Science* 106: 6-15.
- Gollany, H. T., T. E. Schumacher, P. D. Evenson, M. J. Lindstrom y G. D. Lemme. 1991. Aggregate stability of an eroded and desurfaced Typic Argiustoll. *Soil Science Society of America Journal* 55: 811-816.
- Gómez Otero, J. 1994. Reseña sobre la Arqueología en la Provincia del Chubut. Guía de Campo, *Séptima Reunión de Campo del CADINQUA*, Puerto Madryn, Chubut, 43-46.
- Graetz, R. D. y D. J. Tongway. 1986. Influence of grazing management on vegetation, soil structure and nutrient distribution and the infiltration of

- applied in a semi-arid chenopod shrubland. *Australian Journal Ecology* 11:347-360.
- Greene, R. S. y D. J. Tongway. 1989. The significance of (surface) physical and chemical properties in determining soil surface condition of red earth in rangelands. *Australian Journal Soil Research* 27:213-225.
- Hebsur, N. S., G. S. Shadaksharappa y C. V. Patil. 1990. Effects of ESP and electrolyte concentration on the dispersion of some black and red soils. *J. Maharashtra Agricultural Universities* 15: 5-7.
- Hillel, D. 1960. Crust formation in loessial soils. *Trans. Int. Soil Sci. Congr. 7th.* Madison, Wisconsin, 1:330-339.
- Hillel, D. y W.R. Gardner. 1969. Steady infiltration into crust-topped profiles. *Soil Science* 108:137-142.
- Hudson, N. 1982. Conservación del suelo, Ed. Reverté, Barcelona, 335p.
- Inglis, D. R. 1965. Particle sorting and stone migration by freezing and thawing. *Science*, 148: 1616-1617.
- Jackson, M. L. 1979. Soil Chemical Analysis, *Advanced Course*. M. L. Jackson, Madison, Wisconsin.
- Johnson, W.M., J.E. McClelland, S.B. McCaleb, R. Ulrich, W.G. Harper, y T.B. Hutchings. 1960. Classification y description of soil pores. *Soil Science* 89, 319-21.
- Kaplar, C. W. 1965. Stone migration by freezing of soil. *Science* 149: 1520-1521.
- Keeney, D. R. 1982. Nitrogen - Availability Indices, pp. 711-730, in: A. L. Page ed., *Methods of Soil Analysis*, part 2. American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin.
- Kemper, W. D. 1965. Aggregate stability, pp. 511-519, en: C. A. Black ed., *Methods of Soil Analysis, part 1*. American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin.
- Kemper, W. D. J. S. Olsen y A. Hodgdon. 1975. Irrigation method as a determinant of large pore persistence and crust strength of cultivated soils. *Soil Science Society of America Proceedings* 39:519-523.
- Kemper, W. D., R. C. Rosenau y S. Nelson. 1985. Gas displacement and aggregate stability of soil. *Soil Science Society America Journal* 49: 25-28.
- Kerr, P. F. 1959. Optical Mineralogy. Mc. Graw-Hill, New York, 432 pp.

- Krumbein, W. C. and L. L. Sloss. 1963. *Stratigraphy and Sedimentation*, 2nd. ed. San Francisco, Freedman, 660 pp.
- Kunze, G. W. 1964. Pretreatment for Mineralogical Analysis, pp. 568-577, in: C. A. Black ed., *Method of Soil Analysis*, part 1. American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin.
- Laya, H. 1980. Clasificación hidrológica de los suelos, vegetación y determinación de los valores de CN. Cuencas al Norte del Valle Medio y Superior del Río Negro. Dpto. Provincial de Aguas. Río Negro y Centro Regional Andino, *INCYTH*.
- Laya, H. 1983. Levantamiento detallado de suelos de la terraza intermedia del Valle inferior del Río Chubut. *Consejo Federal de Inversiones*, (CFI). Buenos Aires, 187 pp.
- Laya, H., R. Angulo y N. Balmaceda. 1979. Reconocimiento de los suelos en áreas de secano en el noreste de la Patagonia. Departamento Alsina, Río Negro. *Serie Estudios y Documentos Nº 6. Centro de Investigaciones Científicas y Dirección de Bosques y Praderas, Río Negro*.
- Levy G., I. Shainberg y J. Morin. 1986. Factors affecting the stability of soil crusts in subsequent storms. *Soil Science Society of America Journal* 50: 196-201.
- Le Bissonnais, Y., A. Bruand y M. Jamagne. 1990. Etude expérimentale sous pluie simulée de la formation des croûtes superficielles. Apport à la notion d'érodibilité des sols. *Pedologie* 24: 31-40.
- Le Houeou, 1989. Agroselvicultura y silvopastoralismo para combatir la degradación del suelo en la cuenca mediterránea: viejas soluciones para problemas nuevos, pp. 105-116, en: F. Lopez Bermudez, J. A. Pardos y A. Ramos, *Degradación de zonas áridas en el entorno Mediterráneo*. Monografías de la Dirección General de Medio Ambiente, Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo, Madrid.
- Le Houeou, 1993. An overview of desertisation in world arid lands, pp.1-26, en: Weldon Owen ed. *Illustrated Library of the earth: Deserts*. Sidney.
- McFadden, L. D., S. G. Wells y M. J. Jercinovich. 1987. Influences of eolian and pedogenic processes on the origin and evolution of desert pavements. *Geology* 15: 504-508.
- McIntyre, D. S. 1958a. Permeability measurements of soil crusts formed by raindrop impact. *Soil Science* 85: 185-189.
- McIntyre, D. S. 1958b. Soil splash and the formation of surface crust by raindrop impact. *Soil Science* 85: 261-266.

- Miller, D. E. 1971. Formation of Vesicular Structure in Soil. *Soil Science of America Proceedings* 35: 635-637.
- Minler, H. B. 1940. Sedimentary Petrography. 3th ed. Thomas Murby & Co., 666 pp.
- Moore, D. y M. Singer. 1990. Crust formation effects on soil erosion processes. *Soil Science Society of America Journal* 54: 1117-1123.
- Mosiño Aleman, P. y E. García. 1980. The variability of rainfall in Mexico and its determination by means of the gamma distribution. *Center of Atmosphere Sciences*. National University of Mexico.
- Mücher, H. J., C. J. Chartres, D. J. Tongway y R. S. Greene. 1988. Micromorphology and significance of the surface crust of soil in rangeland near Cobar, Australia. *Geoderma* 42: 227-244.
- Nelson, D. W. y L. E. Sommers. 1982. Total carbon, organic carbon, and organic matter, pp. 539-577, en: A. P. Page ed., *Methods of Soil Analysis*, part 2. American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin.
- Nettleton, W.D. and F.F Peterson. 1983. Aridisols. pp. 165-215, en: L.P. Wilding et al. (Eds.) *Pedogenesis and soil taxonomy: II. The soil orders*. Elsevier, Amsterdam.
- Nickling, W. G., y M. Ecclestone. 1981. The effects of soluble salts on the threshold shear velocity of fine sand. *Sedimentology* 28:505-510.
- Ollier, C. D. 1963. Insolation Weathering: examples from Central Australia. *Amer. J. Sci.* 261: 376-387.
- Olsen, S. R. y L. E. Sommers. 1982. Phosphorus, pp. 403-427, en: A. L. Page ed., *Methods of Soil Analysis*, part 2. American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin.
- Page, R. 1987. Descripción geológica de la Hoja 43 "*Bajo de la Tierra Colorada*". Boletín N° 200, Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires.
- Perez, F. L. 1986. The effect of compaction on soil disturbance by needle ice growth. *IV Reunión de la Subcomisión Latinoamericana sobre la importancia de los procesos periglaciales*, Actas 111-119. Río Gallegos, Santa Cruz.
- Powers, M. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *J. Sediment. Petrol.*, 23: 117-119.
- Rhoades, J. D. 1982. Soluble salts, pp. 167-179, en: A. L. Page ed., *Methods of Soil Analysis*, part 2. American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin.

- Richards, L. A. 1973. Diagnóstico y Rehabilitación de Suelos Salinos Sódicos. *Departamento de Agricultura de los Estados Unidos de América*, Secta edición, 172p. México.
- Ringrose-Voase, A. J. 1991. Micromorphology of soil structure: Description, Quantification, Application. *Australian Journal Soil Research* 29: 777-813.
- Ringrose-Voase, A. y P. Bullock. 1984. The automatic recognition and measurement of soil pore types by image analysis and computer programs. *Journal of Soil Science* 35: 673-684.
- Rostagno, C.M. y H.F. del Valle. 1988. Mounds associated with shrubs in aridic soils of northeastern Patagonia: characteristics y probable genesis. *Catena* 15:347-359.
- Rostagno, C.M., H.F. del Valle y L. Videla. 1991. The influence of shrubs on some chemical y physical properties of an aridic soil in north-eastern Patagonia, Argentina. *Journal of Arid Environments* 20: 179-188.
- Salazar Lea Plaza, J. C., R. Godagnone y J. Pappalardo. 1990. Atlas de suelos de la República Argentina. Provincia del Chubut. *Proyecto PNUD ARG. 85/019. INTA*.
- Schlesinger, W., J. Reynolds, G. Cunningham, L. Huenneke, W. Jarrel, R. Virginia y W. Whitford, 1990. Biological feedbacks in global desertification. *Science* 247: 1043-1048.
- Schwab, G. O., R. K. Frevert, T. W. Edminster y K.K. Barnes. 1981. Soil and Water Conservation Engineering (3th Edition). *Wiley*. New York.
- Sharon, D. 1962. On the nature of hamadas in Israel. *Zeitschrift für Geomorphologie* 6: 129-147.
- Singer, M. J. 1991. Physical properties of arid region soils, pp 81-109, en: J. Skujins ed. *Semiarid Lands and Deserts*.
- Skidmore, E. L. y J. B. Layton. 1992. Dry-soil aggregate stability by selected soil properties. *Soil Science Society of America Journal* 56: 557-561.
- Smith, E.L. 1979. Evaluation of the range condition concept. *Rangeland* 1:52-54.
- Smith, D. D. y W. H. Wischmeier. 1962. Rainfall erosion. *Adv. Agron.* 14: 109-148.
- Soil Survey England and Wales. 1982. Soil Survey Laboratory Methods. Technical Monograph N° 6. Harpenden, Englang.

- Soil Survey Staff. 1992. Key to Soil Taxonomy. *USDA*, Washington, DC.
- Soriano, A. y C. Movia. 1986. Erosión y desertización en Patagonia. *Interciencia* 11: 77-83.
- Soriano, A., W. Volkheimer, H. Walter, E. O. Box, A. A. Marcolin, J. A. Vallerini, C. P. Movia, R. J. León, J. M. Gallardo, M. Rumboll, M. Canevary y W. G. Vasina. 1987. Deserts and Semi-deserts of Patagonia, pp. 423-460, en: N. E. West ed. *Temperate Deserts and Semi-Deserts*. Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam.
- Springer, M. E. 1958. Desert Pavement and Vesicular Layer of Some Soils of the Desert of the Lahontan Basin, Nevada. *Soil Science Society Proceedings* 22: 63-66.
- Staricka, J. A. y G. R. Benoit. 1995. Freeze-drying effects on wet and dry aggregate stability. *Soil Science Society of America Journal* 59: 218-223.
- Stoops, G., H. J. Altemüller, E. B. A. Bisdon, J. Delvigne, V. V. Dobrovolsky, E. A. Fitzpatrick, G. Paneque and J. Sleeman. 1979. Guidelines for the description of mineral alterations in soil micromorphology. *Pedologie*, 24: 121-135.
- Sullivan, L. A. y A. J. Koppi. 1991. Morphology and genesis of silt and clay coatings in the vesicular layer of a Desert Loam Soil. *Australian Journal Soil Research*. 29: 579-586.
- Súnico, C. A. y H. F. del Valle. 1993. Caracterización paleoecológica general del Bajo de la Suerte, Chubut. *XVI Reunión Argentina de Ecología*, Actas 310. Puerto Madryn, Chubut.
- Súnico, C. A., C. Cano y H. F. del Valle. 1993. Sedimentología de un perfil edáfico poligenético y policíclico del noreste del Chubut. *XII Congreso Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas VI: 9-17. Mendoza.
- Súnico, C. A., P. J. Bouza y H. F. del Valle. 1993. Degradación de Suelos en el Bajo de la Suerte (Chubut): Procesos de erosión y exhumación de horizontes subsuperficiales. *XIV Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo*, Actas 403-404. Mendoza.
- Tongway, D. J. y E. L. Smith. 1986. *4th Biennial Conference.*, Armadale, N. S. W., Australian Rangeland Society, 97-99.
- Toogood, J.A. 1978. Relation of aggregate stability to properties of Alberta soils, pp. 211-215, en: W. W. Emerson ed., *Modification of soil structure*. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Truman, C. C., J.M. Bradford y J.E. Ferris. 1990. Antecedent water content

- and rainfall energy influence on soil aggregate breakdown. *Soil Science of America Journal* 54: 1385-1392.
- Uehara G. y Jones R. 1974. Particle surfaces and cementing agents, pp. 17-28, en: Cary, J. y D. Evans (Eds.) *Soil Crust*. Agricultural Experiment Station, University of Arizona. Technical Bulletin 214. Tucson Arizona.
- UNESCO. 1977. Mapa de la distribución mundial de las Zonas Aridas. *MAB*. Notas Técnicas N° 7. Paris.
- Valentin, C. 1981. Organisations pelliculaires superficielles de quelques sols de régions subdésertique (Agadez, République du Niger). Dynamique de formation et conséquences sur l'économie de l'eau. *ORSTOM Etudes et Theses*. Paris, 259p.
- Valentin, C. 1991. Surface crusting in two alluvial soils of northern Niger. *Geoderma* 48: 201-222.
- Valentin, C. y L. M. Bresson. 1992. Morphology, genesis and classification of surface crusts in loamy and sandy soils. *Geoderma* 55: 225-245.
- Valentin, C. y A. Casenave. 1992. Infiltration into sealed solis as influenced by gravel cover. *Soil Science Society of America Journal* 56: 1667-1673.
- Valentin, C. y J. Ruiz Figueroa. 1987. Effects of kinetic energy and water application on the development of crust in a fine sandy loam soil using sprinkling irrigation and rainfall simulation, pp. 401-408, en: N. Fedoroff, L. Bresson y M. Courty (Eds.), *VII International Working Meeting on Soil Micromorphology*, Paris.
- Van Vliet Lanoë, B. 1985. Frost effects in soils. *Soils and Quaternary Landscape Evolution* 117-157.
- Videla, L. S. y C. M. Rostagno. 1993. La erosión hídrica por salpicado en los suelos del noreste del Chubut. *XIV Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo*, Mendoza.
- Wells, S. G., J. C. Dohrenwend, L. D. McFadden, B. D. Turrin y K. D. Mahrer. 1985. Late Cenozoic landscape evolution on lava flow surfaces of the Cima volcanic field, Mojave Desert, California. *Geological Society of America Bulletin* 96: 1518-1529.
- West, N. J. 1991. Nutrient cycling in soils of semiarid and arid region, pp. 293-332, en: J. Skujins, ed. *Semiarid Lands and Desert: Soil Resource and Reclamation*. Marcel Dekker, New York.
- West, N., J. Stark, D. Johnson, M. Abrams, J. Wight, D. Heggem y S. Peck. 1994. Effects of climatic change on the edaphic features of arid and semiarid lands of western north America. *Arid Soil Research and*

Rehabilitation 8: 307-351.

Williams, S. H. y J. R. Zimbelman. 1994. Desert Pavement Evolution: An example of the role of sheetflood. *The Journal of Geology* 102: 243-248.

Zobeck, T.M. 1991. Abrasion of crusted soil: Influence of abrader flux and soil properties. *Soil Science Society of America Journal* 55: 1091-1097.

ANEXO I

DESCRIPCION MICROMORFOLOGICA

Corte T1C1cl1

Area de montículo. Transecta 1, Cuadrícula 1, condición superficial de clase 1.

El corte delgado presenta una diferenciación vertical de sus componentes básicos, como también de su microestructura y fábricas. Para una mejor descripción, se ha dividido la sección en tres partes, como ser:

Superior (0-4 cm): Capa de acumulación arenosa.

Microestructura

Material apedal. Existen muy escasos agregados aislados arcillosos de hasta 4 mm de largo y 1 mm de espesor, relacionados a canales de raíces (cerca de la superficie). Otros son más pequeños de hasta 0,35 mm de diámetro, de paredes rugosas, ubicados en la transición con la zona intermedia del corte.

Estructura de grano suelto dominante

Poros: La porosidad total es del 50 %. Los poros están representados, en orden de importancia, por huecos de empaquetamiento simples (30 %), canales (12 %), cavidades (6 %), huecos planos (1 %) y huecos de empaquetamiento complejos (< 1 %) (porcentajes del espacio poral). Los huecos de empaquetamiento simples, son muy frecuentes, poseen formas equidimensionales a proladas con paredes irregulares (debido al contacto entre granos minerales).

Canales: corresponden a huecos producidos por raíces. Llegan a medir desde 2,5 mm de largo por 0,35 mm de espesor, hasta constituir macroporos de 20 mm de largo por 2 mm de espesor. En general tienen una disposición subvertical a la superficie. A veces presentan ramificaciones.

Cavidades: comunes a frecuentes. Están determinadas por el espaciamiento de los granos minerales (sin contacto unos con otros). Presentan formas equidimensionales a proladas con paredes irregulares. En general, poseen tamaños entre 0,5 a 1 mm de diámetro máximo. La disposición es al azar.

Huecos planos: muy pocos, están determinados por planos de debilidad mal definidos entre pequeñas bandas de granos minerales. En general llegan a medir hasta 4,5 mm de largo por 0,35 a 0,1 mm de espesor máximo.

Presentan una disposición paralela a la superficie.

Huecos de empaquetamiento complejos: muy escasos, encuentran en la transición con la zona intermedia del corte.

Componentes minerales básicos

Relación g/f_{10μ}: 95:5

Patrón de distribución relacionada g/f: Mónica.

Fracción ≥ 10μ:

i.-Granos minerales simples:

Abundantes cristales anhedrales de cuarzo y muy pocos agregados policristalinos.

Individuos subhedrales de feldespatos alcalinos (ortoclasa y sanidina principalmente); plagioclasa (oligoclasa).

Abundante trizas y fragmentos pumíceos de vidrio volcánico ácido, desde inalterado a moderadamente alterado. Escaso vidrio volcánico básico, límpido sin vesicularidad y con inclusiones de apatito.

Cristales subhedrales de máficos, entre ellos: ortopiroxenos (hipersteno), clinopiroxenos (augita), hornblenda, iddingsita. Opacos primarios y pseudomorfos de máficos. Escaso apatito.

ii.-Granos minerales compuestos:

Fragmentos de rocas volcánicas de textura felsítica, rocas volcánicas de textura intergranular constituida por plagioclasas en una base opaca, rocas ignimbríticas de textura eutaxítica, con desvitrificación a material felsítico y con cristaloclastos de cuarzo.

Alteritas

La fábrica del material grueso es en general al azar, salvo en sectores relacionados a poros planos, donde el patrón de distribución es bandeada paralelo a la superficie.

Componentes orgánicos básicos: Principalmente en la parte superficial (mantillo). Se compone de restos vegetales como raíces, tejido celular, de color castaño, castaño rojizo a rojo. Se observan partículas de suelo adheridas a dichos restos.

Rasgos pedológicos: Escasos rasgos texturales de tipo en casquete y *capping link*, constituidos por delgados recubrimientos de limos-arena muy fina sobre granos de arena, relacionados a los poros planos.

Intermedia: (Zona de transición, 4-4,5).

Microestructura: Material apedal o con débil grado de pedalidad. Estructura vesicular dominante.

Poros: porosidad total 35%

Vesículas (20%) equidimensionales y proladas, de paredes irregulares, lisas y mamiladas de hasta $700\ \mu$ de diámetro. La mayoría se encuentra interconectadas por huecos planos finos. El patrón de distribución de las vesículas es al azar a bandeada mal definida, paralela a la superficie.

Escasos huecos planos (macroporos), subverticales, continúan hacia la parte inferior del corte.

Hacia el límite con la parte inferior, abundan las cavidades de paredes lisas.

Componentes minerales básicos: Relación $g/f_{10\mu} = 35:65$

Patrón de distribución relacionada de la relación g/f : Porfírica de espacio simple a espaciada doble.

Fracción $\geq 10\mu$:

i.-Granos minerales simples:

Cuarzo: individuos anhedrales, angulosos, subangulosos, subredondeados.

Plagioclasa: Cristales subhedrales, anhedrales, subangulosos. Composición intermedia a básica (labradorita).

Feldespatos potásico: individuos subhedrales, subangulares, tabulares, sin alteración. Abundan las sanidinas.

Vidrio volcánico ácido: abundante trizas y fragmentos pumíceos con vesicularidad, sin alteración, algunos con inclusiones de apatito acicular.

Opacos: equidimensionales (primarios) a prolados (pseudomorfos de máficos), subangulares, subredondeados.

Ortopiroxenos (hiperstenos), Clinopiroxenos, Hornblenda.

ii.-Granos minerales compuestos:

Fragmentos de rocas volcánica de textura felsítica, porfírica y eutaxítica (ignimbritas). Fragmentos de cuarzo policristalino y glomérulos de plagioclasas.

Fábrica de la fracción gruesa: al azar a bandeada, paralela a la superficie.

Fracción $\leq 10\mu$: Material arcillo-limoso de color castaño oscuro, cuarzo, opacos, máficos no identificados, óxidos de hierro.

Fábrica de la fracción fina: Fábrica-b en motas aisladas fundamentalmente. en algunos sectores es poroestriada (en vesículas) y granoestriada.

Componentes orgánicos básicos: escasos restos de raíces.

Rasgos pedológicos: Delgados rasgos texturales arcillosos alrededor de huecos y granos. Rasgos texturales fracturados (pápulas), proladas y redondeadas de hasta 150μ de largo por 50μ de ancho, cerca del límite con la parte inferior.

Inferior: (techo del horizonte 2Bt)

Grado de pedalidad moderada. Existen poco agregados aislados redondeados de hasta 50μ de diámetro. En profundidad aumenta el grado de pedalidad con desarrollo de agregados subangulares a redondeados de hasta 150μ de diámetro.

Microestructura: Compleja, estructura en cavidades y fisurada.

Poros: porosidad total 25%.

Cavidades (macroporos) equidimensionales y proladas, de paredes lisas y mamiladas, interconectadas por poros planos. Patrón de distribución al azar y bandeada mal definida.

Poros planos (macroporos), ocupan el 10 % de la sección estudiada, se dispone subvertical con cierta bifurcación. Abundan los poros planos irregulares con un patrón de distribución bandeada paralela a la superficie. En el material fino abundan las microfisuras.

Canales: escasos, (mesoporos) con restos de raíces.

Nota: Por los macroporos planos se observa la introducción de material de la parte superior a la inferior.

Componentes minerales básicos:

Relación $g/f_{10\mu} = 25:75$.

Patrón de distribución referido de la relación g/f : Porfírica

Fracción $> 10\mu$:

i.- Granos minerales simples:

Cuarzo, abundan los cristales anhedrales, angulares, subangulares.

Plagioclasa.

Feldespatos potásicos.

Vidrio volcánico ácido, abundantes, sin alteración. Vidrios volcánicos básicos, muy escasos, sin alteración de color castaño claro sin vesicularidad.

En menor cantidad que las partes antes descriptas, se observa:

Clinopiroxenos, ortopiroxenos, anfíboles, biotitas y opacos.

ii.- Granos minerales compuestos:

Fragmentos de rocas volcánicas de textura intergranular, constituido por cristales tabulares de plagioclasa, iddingsita, en una pasta opaca.

Fragmentos de rocas de textura felsítica, y frecuentes fragmentos de cuarzo policristalino.

La fábrica del material grueso es al azar.

Fracción $< 10\mu$: Material arcilloso, color castaño claro, máficos no identificados, opacos, individuos de baja birrefringencia y material isótropo. La fábrica-b es granoestriada y poroestriada principalmente. En la micromasa se observan motas aisladas y en algunos sectores es monoestriada.

Componentes orgánicos básicos: Se observan escasos restos de raíces en canales y restos de tejido vegetal no identificado incorporado en la matriz del suelo.

Rasgos pedológicos:

Rasgos texturales compuestos, muy abundantes, constituidos por alternancia de capas arcillosas y limosas alrededor de huecos. Llegan a medir hasta 200μ de espesor.

Rasgos texturales arcillosos fracturados, abundantes, de hasta 50μ de espesor. Nódulos impregnativos de bordes difusos, ocasionales, compuestos por óxidos de hierro.

Corte T1C2cl2

Superior: Costra sedimentaria, acumulación arenosa, material apedal.

Microestructura: estructura de grano suelto.

Poros: porosidad aproximadamente 50%.

Huecos de empaquetamiento simple muy dominantes, con patrón de distribución al azar. Llegan a medir hasta 0,15 mm.

Cavidades irregulares equidimensionales (0,35 mm) y proladas (hasta 3,5 mm en su eje máximo), muy interconectadas y con un patrón de distribución

bandeada paralela a la superficie.

Componentes minerales básicos:

Relación g/f_{10μ} 95:5

Patrón de distribución referido de la relación g/f: Mónica.

Fracción > 10 μ:

i.- Granos minerales simples: En general se tratan de individuos con diversos grado de redondez, desde angulares a redondeados.

Cuarzo

Feldespatos potásicos: individuos subangulares, tabulares, subhedrales, algunos con alteración arcillosa (clase 2).

Plagioclasa

Vidrio volcánico ácido, límpidos a moderadamente alterados.

Opacos.

Clinopiroxenos, ortopiroxenos (hipersteno), hornblenda

ii.- Granos minerales compuestos:

Fragmentos de rocas volcánicas con texturas: felsíticas, esferulíticas (desvitrificación del vidrio), intergranular, eutaxíticas y porfíricas (fenocritales de cuarzo anhedral en pasta felsítica).

Patrón de distribución bandeada paralela a la superficie.

Componentes orgánicos básicos: Escasos restos de raíces y tejido vegetal dispuestos paralelamente a las capas de depositación.

Rasgos pedológicos: Es común la presencia de rasgos texturales de recubrimiento de "capping link", constituidos por arena muy fina - limo grueso, dispuestos paralelamente a la superficie.

Intermedia: capa vesicular delgada de material apedal.

Microestructura: estructura compleja. Domina la estructura vesicular y en menor importancia se observa una estructura en cavidades.

Poros: porosidad total 35%.

Vesículas equidimensionales, generalmente entre 350 a 700 μ de diámetro, algunas con protuberancias mamiladas y otras con paredes irregulares (intergrado a cavidad?), interconectadas por poros planos a otras vesículas. Hacia abajo de la parte intermedia, las formas son más proladas en sentido paralelo a la superficie y con mayor interconexión por poros planos. Esta interconexión se continúa en cámaras, canales y cavidades del horizonte 2Bt que subyace (parte inferior de la sección).

Poros planos, interconectan vesículas y cavidades.

Cavidades, de paredes lisas (metacavidades) y mamiladas.

Componentes minerales básicos:

Relación g/f_{10μ} = 65:35

Patrón de distribución de la relación g/f: Porfírica de espacio simple.

Fracción $>10\mu$:

i.- Granos minerales simples:

Cuarzo

Feldespatos potásicos (ortoclasa y microclino).

Plagioclasa

Vidrios volcánicos ácidos abundantes, límpidos, con vesicularidad e inclusiones de apatito. Escaso vidrio volcánico básico, sin alteración.

Opacos, con una distribución bandeada mal definida paralela a la superficie.

Máficos no identificados.

Escasos: Clinopiroxenos, apatito, circón, biotita.

ii.- Granos minerales compuestos:

Fragmentos de rocas volcánicas de textura porfírica (fenocristales de cuarzo en pasta felsítica), felsítica, intergranular y esferulíticas.

Fracción $\leq 10\mu$:

Micromasa de color castaño oscuro, constituida por arcillas, cuarzo, feldespatos, máficos no identificados, opacos, vidrio volcánico, apatito, óxidos de hierro. La fábrica es en motas aisladas y poroestriada mal definida alrededor de vesículas.

Rasgos pedológicos:

Rasgos texturales de recubrimiento arcilloso fragmentados en la transición con el 2Bt que subyace (parte inferior de la sección).

Escasos rasgos texturales de delgados recubrimientos arcillosos alrededor de huecos y granos.

Inferior: Horizonte 2Bt, material con grado de pedalidad moderada a buena en profundidad. Agregados redondeados de hasta 1,5 mm de diámetro.

Microestructura: Compleja: En canales, en cámaras, fisurada y granular.

Poros: porosidad total entre 25% a 40% en la zona con estructura granular.

Cámaras subesféricas a proladas, paredes lisas, interconectadas por microcanales

Poros planos (macrofisuras) con disposición subvertical, escasas. Fisuras menores, comunes, con una distribución paralela a la superficie, que interconectan cavidades y vesículas.

Cavidades de paredes lisas (metacavidades) y mamiladas, equidimensionales y proladas paralelas a la superficie, muy interconectadas por poros planos

Huecos de empaquetamiento compuestos entre agregados subredondeados y redondeados (estructura granular).

Componentes minerales básicos

Relación g/f_{10 μ} = 15:85 en el límite superior, 35:65 en la parte media y 5:95 en la parte inferior del corte, donde la estructura es granular.

Patrón de distribución relacionada de la relación g/f: Porfírica con partes

enáulica y quitónica.

Fracción $> 10\mu$ Composición similar a las anteriores

Fracción $< 10\mu$

Fábrica-b en motas aisladas, en sectores es monoestriada sin orientación preferencial (random striated) y poroestriada alrededor de cavidades y huecos planos.

Componentes orgánicos básico: Escasos restos de raíces y tejido vegetal.

Rasgos pedológicos

Rasgos texturales arcillosos, abundantes, alrededor de poros planos y canales hasta 200μ de espesor. En la estructura granular, los recubrimientos arcillosos están alrededor de los agregados y en las microfisuras dentro de los mismos.

Cutanes de tensión de hasta 150μ de espesor relacionados a microfisuras.

Recubrimientos arcillosos fracturados, abundantes.

Nota: En el corte se observa áreas de introducción del material de la parte superior, evidenciado por un cambio en la estructura, en la textura (relación g/f), en la porosidad, grado de pedalidad, etc.

Corte T7C137cl3, 4-10cm (horizonte 2Btk) Grado de pedalidad moderado a bueno.

Microestructura: Compleja: Fisurada, en canales, granular, laminar (en la zona de fábrica-b cristalítica) y en bloques angulares mal definidos.

Poros: porosidad total 20% a 15% en la parte inferior del corte.

Canales discontinuos de hasta 600μ de espesor, frecuentes a comunes. Patrón de distribución paralelo a la superficie.

Poros planos, común a dominantes. se ramifican en otros menores. En áreas de estructura fisurada, los huecos planos no llegan a separar agregados.

Huecos de empaquetamiento compuestos.

Componentes minerales básicos

Relación g/f_{10 μ} = 15:85 (sup.); 25:75 (intermedio); 20:80 (inf.)

Patrón de distribución relacionada de la relación g/f: porfírica y enáulica.

Fracción $> 10\mu$:

i. Granos minerales simples:

Feldspatos potásicos (ortoclasa, sanidina).

Cuarzo

Plagioclasa

Vidrios volcánicos ácidos, límpidos y solamente en la micromasa con fábrica-b arcillosa.

Clinopiroxenos (augita), escasos

Hornblenda, escasos
Opacos, escasos

ii.- Granos minerales compuestos:

Fragmentos de rocas volcánicas con texturas: porfíricas, intergranular, felsíticas, esferulíticas.

Agregados policristalinos de cuarzo.

Fracción $< 10\mu$:

Arcillas muy laminadas de color castaño claro, calcita tamaño micrita y en menor cantidad subesparita, máficos no identificados, algunas micas.

Fabrica-b cristalítica, en motas aisladas, grano y poro estriada.

Componentes orgánicos básicos: Restos de tejido vegetal con estructura celular castaño amarillento, restos de raíces.

Rasgos pedológicos

Rasgos texturales de recubrimientos de arcilla, muy abundantes, discontinuos en paredes de poros.

Rasgos texturales de recubrimientos arcillosos fracturados, abundantes.

Nódulos impregnativos de óxidos de hierro, escasos.

Corte T3C44cl3: Costra vesicular, 0-1,5 cm. Material apedal.

Microestructura: Vesicular entre granos dominante, gradando a en cavidades en la parte inferior del corte.

Poros: porosidad total desde 40% en la parte superior hasta 15% en la inferior.

Vesículas equidimensionales, con paredes lisas en las bases. Comunes de 600μ , hasta 3 mm de diámetro. Patrón de distribución paralela a la superficie.

Cavidades de paredes lisas (metacavidades) y mamiladas, especialmente en las bases de hasta 350μ de diámetro máximo. Cavidades de paredes irregulares y proladas en sentido paralelo a la superficie (ortocavidades).

Huecos planos que interconectan vesículas y cavidades en sentido subvertical.

Alrededor de granos esqueléticos gruesos se observan poros planos curvados.

Huecos de empaquetamiento simple en la superficie.

Componentes minerales básicos

Relación g/f_{10 μ} = de 50:50 a 30:70

Patrón de distribución relacionada de la relación g/f: Porfírica de simple espacio a porfírica abierta.

Fracción $> 10\mu$:

i.-Granos minerales simples:

Feldespatos potásicos

Cuarzo

Vidrio volcánico ácido, abundante, límpido o con moderada alteración.

Plagioclasa

Opacos, abundantes, primarios y pseudomorfos de máficos. Predominan en la parte superior del corte, con un patrón de distribución bandeada paralela a la superficie.

Clinopiroxenos, ortopiroxenos, anfíboles.

Biotitas, escasas.

ii.-Granos minerales compuestos:

Fragmentos de rocas volcánicas, cuyas texturas pueden ser: porfírica (fenocristales de cuarzo con engolfamientos en matriz felsítica), intergranular (cristales de plagioclasa, máficos no identificados, opacos, iddingsita en una matriz no diferenciada), esferulítica.

Fracción $\leq 10\mu$:

Micromasa color castaño claro, constituidas por arcillas, cuarzo, vidrio volcánico ácidos, máficos no identificados, óxidos de hierro y opacos. La fábrica-b es en motas aisladas dominante a poroestriada mal definida en las paredes lisas de cavidades y vesículas.

Componentes minerales de origen orgánico: Frecuentes diatomeas de hasta 25μ de longitud.

Componentes orgánicos básicos: escasos restos de raíces.

Rasgos pedológicos:

Rasgos pedológicos texturales de recubrimientos arcillosos, frecuentes, fracturados de hasta 50μ de espesor.

Recubrimientos arcillosos, escasos, delgados (10μ de espesor).

Nódulos impregnativos de límites difusos de óxidos de hierro de hasta 35μ de diámetro.

En la parte inferior del corte, aumenta la cantidad de material fino, especialmente manifestada por recubrimientos arcillosos sobre las paredes de huecos y granos y por abundantes recubrimientos arcillosos fragmentados de aproximadamente $30-40\mu$ de espesor. Algunos revestimientos son de tipo compuesto constituido por limos y arcillosas, sin diferenciación de alternancia de capas o está muy mal definida. También se observan recubrimientos arcillosos muy bien laminados sobre las paredes curvas de trizas límpidas.

Nota: El patrón de distribución paralelo a la superficie es poco definido y está determinado por las vesículas, cavidades y por los granos minerales de tamaño arena fina a muy fina (especialmente opacos). Además entre bandas se observan concentraciones discontinuas de materia fino.

Corte T4C70cl3, 1-4 cm: Costra superficial.

Microestructura: El grado de pedalidad es, en la parte superior apedal, en la parte intermedia débilmente desarrollada y en la parte inferior moderadamente

desarrollada. La estructura es compleja. En la parte superior domina la estructura vesicular entre granos y en cavidades. Una zona de transición, más compacta que subyace a la superior, posee una estructura fisurada dominante, con respecto a las anteriores. En la parte inferior la estructura es en cavidades dominante y laminar, determinada por huecos planos y cavidades proladas paralelas a la superficie.

Poros: porosidad 50% en la parte superior, 15% en la zona intermedia y 30% en la zona inferior del corte.

Vesículas: equidimensionales a mamiladas desde 100μ hasta los 5 mm de diámetro. Proladas y mamiladas comunes de 300 a 700μ , interconectadas por huecos planos, poseen un patrón de distribución paralelo a la superficie.

Cavidades: Son los huecos de mayor tamaño (macroporos) y cerca de la superficie. Presentan formas proladas de paredes irregulares y llegan a medir hasta 7,5 mm de largo por 2 mm de espesor. Abundantes macrocavidades finas y mesocavidades medias, irregulares y mamiladas en la parte inferior del corte, se encuentran interconectadas por poros planos.

Huecos planos: Especialmente en la parte inferior del corte (horizonte 2Bt), abundantes de tipo intrapedales muy finos. Huecos planos (fisuras), comunes, con un patrón de distribución bandeada a la superficie. También se observan huecos planos curvados en la parte inferior de granos esqueléticos.

Cámaras, pocas, interconectadas por canales, en sentido perpendicular a la superficie.

Componentes minerales básico

Relación $g/f_{10\mu}$ = en la zona superior, desde 60:40 a 75:25; en la zona intermedia, desde 20:80 a 35:65 y en la zona inferior, desde 10:90 a 35:65. Patrón de distribución relacionada de la relación g/f : En la parte superior es porfírica a porfírica simple espacio; en las zonas intermedia e inferior es porfírica abierta.

Fracción $>10\mu$:

i-Granos minerales simples:

En orden de abundancia:

Cuarzo, individuos de tamaño arena media, anhedrales, redondeados, subredondeados. Es común encontrarlos con engolfamientos en sus bordes. Raros individuos policristalinos.

Feldespatos potásicos, abundantes, subhedrales, redondeados, de composición ortoclasa-sanidina.

Vidrios volcánicos ácidos, abundantes, en general límpidos y menos frecuentemente con moderada alteración. pocos vidrios volcánicos básicos, límpidos, sin vesicularidad, con inclusiones aciculares de minerales no identificados (apatito ?).

Plagioclasa, equidimensionales, subredondeadas a redondeadas.

Opacos, equidimensionales, subangulares a redondeados.

Ortopiroxenos, clinopiroxenos (augita?), subhedrales, subangulares a subredondeadas.

Hornblenda, subhedral, angular-subangular.
Apatito.

ii.-Granos minerales compuestos:

Fragmentos de rocas volcánicas de textura intergranular, constituido por cristales tabulares de plagioclasa e iddingsita, inmersos en una pasta no diferenciada.

Líticos de textura glomeruloporfírica, pocos, constituido por agrupamiento de plagioclasa.

Rocas de textura porfírica, comunes, compuesta de fenocristales anhedrales de cuarzo con bordes corroídos por la pasta (engolfamientos). La pasta es de textura felsítica.

Fragmentos de pasta felsítica.

Rocas piroclásticas de textura eutaxítica (ignimbritas).

Fragmentos de rocas con textura alotriomórfica, raros, constituidos por parches anhedrales cuarzo-feldespáticos.

Alteritas, de color castaño rojizo oscuro. Algunas son rojizas con extinción esferulíticas.

La fábrica del material grueso en general es al azar, salvo en la superficie, donde hay zonas con una distribución bandeada paralela a la superficie poco definida.

Fracción $\leq 10\mu$:

Arcillas de color castaño claro, óxidos de hierro, minerales no identificados de baja birrefringencia, vidrios volcánicos, máficos rojos no identificados.

La fábrica-b es en motas aisladas en la parte intermedia del corte, determinada por revestimientos arcillosos fragmentados de 20μ de espesor. En la parte inferior, la fábrica-b es moteada en mosaicos. También se observa poroestriada, alrededor de algunas vesículas y monoestriada paralela a la superficie.

Componentes orgánicos de origen orgánico: Diatomeas, frecuentes.

Componentes orgánicos: Escasos restos de raíces.

Rasgos pedológicos

Rasgos texturales compuestos por alternancia de recubrimientos arcillo-limoso fino, muy abundantes. Las laminaciones arcillosas son de color castaño claro, mientras que las limosas son más oscuras. Pueden llegar hasta 1mm de espesor. Se encuentran muy fracturados, con un sistema de grietas paralelas a la laminación, y algunas transversales a la misma. Se observa en un caso que el revestimiento es atravesado por un cután de tensión. (indicaría envejecimiento y deterioro del revestimiento).

Revestimientos arcillosos fragmentados retransportados abundantes en la zona de transición de hasta 35μ de espesor.

Revestimientos fragmentados constituidos por recubrimientos arcillosos con tintes de óxidos de hierro de hasta 400μ de espesor, en la parte media del corte.

Cutanes de tensión relacionados a poros planos.

Revestimientos compuestos con intercalaciones de microcapas arcillo-limosas finas sin fracturamiento, sobre paredes inferiores de vesículas y cavidades mamiladas.

Rasgos texturales arcillosos compuestos por recubrimientos alrededor de granos.

Nódulos impregnativos de óxidos de hierro, pocos, de bordes difusos de hasta 150μ de diámetro.

Nota: El grado de degradación del horizonte 2Bt (parte inferior), es evidenciada por la fracturación de los revestimientos, la falta de continuidad de los agregados y la presencia de huecos de tipo cavidad. Esto está relacionado a un colapso de la estructura original. En ocasiones se observa como si los agregados coalescieran.

Corte T5C91cl4, 1-4 cm: clase 4 de condición superficial, costra vesicular.

Material apedal en la parte superior vesicular a pedalidad moderada en la parte inferior arcillosa (horizonte 2Bt).

Microestructura: estructura compleja, en orden de importancia, vesicular entre granos entre granos dominante a estructura en cavidades, en canales y fisurada en la parte inferior del corte.

Poros: porosidad total entre 35% en la parte superior a 20% en la inferior del corte.

Vesículas: abundantes, equidimensionales, proladas y mamiladas, con paredes lisas, algunas coalescen. En la pared inferior se observa material fino agrupado. Desde 150μ a 3 mm de diámetro. Patrón de distribución paralela a la superficie.

Cavidades: abundantes, se tratan de macroporos de paredes mamiladas, con un patrón de distribución paralela a la superficie.

Huecos planos: abundantes microfisuras que no llegan a separar agregados y que interconectan cavidades, con un patrón de distribución al azar. Otros huecos planos curvados rodeando la parte inferior de los granos minerales.

En la parte inferior del corte, los huecos planos son macroporos irregulares, con un patrón de distribución bandeada paralela a la superficie.

Canales, escasos, mesoporos de secciones vermiformes.

Componentes minerales básicos

Relación $g/f_{10\mu}$ = En la parte superior desde 35:65 a 50:50; en la parte inferior 25:75.

Patrón de distribución referida de la relación g/f: Porfírica dominante; en sectores donde el material fino es denso es porfírica de doble espacio. En la parte inferior del corte se observa muy localizado un patrón de distribución enáulico y quitónico en aquellas áreas de mayor desagregación o introducción de material desde la superficie.

Fracción $>10\mu$:

i.-Granos minerales simples:

Feldespatos potásicos.

Plagioclasas.

Cuarzos

Vidrio volcánico ácido, límpido, abundante. Escaso vidrio volcánico básico sin vesicularidad.

Opacos, abundantes.

Ortopiroxenos (hiperstenos, enstatita), clinopiroxenos (augita).

Hornblenda.

Iddingsita.

ii.-Granos minerales compuestos:

Fragmentos de rocas de textura felsítica con aspecto de fluidalidad (piroclástica).

Rocas de texturas porfíricas: fenocristales subhedrales de cuarzo y feldespatos en una pasta felsítica.

Rocas de textura intergranular, compuesta por cristales tabulares de plagioclasa, opacos, iddingsita, inmersos en una pasta no diferenciada.

Roca de textura alotriomórfica, constituida por cuarzo y feldespatos.

Fracción $\leq 10\mu$:

Arcillas de color castaño claro, máficos no identificados, iddingsita, vidrios volcánicos, óxidos de hierro, pequeños cristales euhedrales tabulares de baja birrefringencia.

La fábrica-b es en motas aisladas, poroestriada en las bases de las vesículas, poroestriada; en la parte inferior es moteada en mosaicos.

Componentes minerales de origen orgánico: Diatomeas, frecuentes.

Rasgos pedológicos

Rasgos texturales fragmentados, constituido por fragmentos de recubrimientos arcillosos incorporados en la masa basal, entre 10 a 15 μ de espesor (responsable de la fábrica-b en motas aisladas y moteada en mosaico). En un solo caso se observó disseminación de la arcilla.

Revestimientos arcillosos en poros planos de 10 μ de espesor.

Revestimientos arcillosos en granos esqueléticos.

Corte T7C135cl4, 1-4 cm: Clase 4 de condición superficial, área de entremontículo con desarrollo de pavimento de desierto. La descripción es similar a la anterior, es decir, se diferencian dos sectores, uno superior y otro inferior.

Microestructura: Material apedal en la parte superior, de 1 a 2,5 cm de espesor.

Estructura compleja: Vesicular entre granos y en cavidades en la parte superior y en cavidades dominante, vesicular entre granos, en canales y fisurada en la parte inferior.

Poros: porosidad total entre 35% en la parte superior a 20% en la inferior de la sección delgada.

Vesículas: en general son macro y mesoporos, de paredes irregulares, equidimensionales a proladas (desde 350 a 1500 μ de diámetro). El patrón de distribución es paralela a la superficie. Las mesovesículas tienen paredes lisas y se interconectan unas con otras en la dirección de la distribución a través de sus paredes. Pueden unirse hasta tres vesículas, con una extensión de 7 mm.

Cavidades: macro y mesocavidades de paredes lisas, irregulares y mamiladas, de formas proladas en dirección paralela a la superficie. Las macrocavidades se encuentra cerca de la superficie del corte y llegan a medir hasta 1,2 cm de largo por 0,2 cm de espesor.

Canales: se presentan en la parte inferior del corte. Macrocanal con material agrupado en las paredes, con restos de raíces. Ocupa aproximadamente el 10% del corte.

Huecos planos: son mesofisuras que interconectan cavidades. También se observan abundantes microfisuras en el material fino (responsable de la estructura fisurada "crack structure").

Componentes minerales básicos

Relación g/f_{10μ} = Es muy variable, disminuyendo relativamente los contenidos de gruesos en profundidad. En la parte superior cerca de la superficie es de 80:20, 50:50 en la parte media y hasta 15:85 en la parte inferior, pasando relaciones intermedias.

Patrón de distribución relacionada de la relación g/f: Porfírica, con zonas más abierta que en otras. En la zona inferior, en áreas donde hubo introducción de material desde la superficie, es quitónico.

Fracción >10μ

i.-Granos minerales simples:

Cuarzo: Abundantes cristales anhedrales angulosos a subangulosos. Son frecuentes los individuos con engolfamientos, rodeado por material felsítico alterado.

Vidrio volcánico ácido, abundante, límpido a moderadamente alterado. En vacuolas se observa material arcilloso. Vidrio volcánico básico, abundante, límpido, sin vesicularidad, con inclusiones aciculares de máficos no identificados.

Feldespatos potásicos, cristales subhedrales de clase 0 a 1 de alteración arcillosa. Otros muy alterados a sericita. Escasos individuos equidimensionales redondeados.

Plagioclasas: cristales subhedrales, anhedrales, subangulares, subredondeada.

Opacos, abundantes, subangulosos a redondeados.

Ortopiroxenos (hiperstenos, enstatita), clinopiroxenos, cristales subhedrales, subangulosos.

Iddingsita, frecuentes, cristales anhedrales.

Ceolitas, pocas, de hábito plumboso.

Biotitas.

ii.-Granos minerales compuestos:

Rocas piroclásticas de textura eutaxítica, abundantes, muy desvitrificadas.

Fragmentos de rocas de textura felsítica, abundantes.

Fragmentos de rocas de textura porfírica, algunos constituidos por fenocristales de feldespatos potásicos en pasta felsítica, otros con fenocristales subhedrales de cuarzo con bordes corroídos por la pasta (engolfamientos), que es de textura felsítica.

Fragmentos de rocas de textura intergranular compuestos por plagioclasas tabulares, iddingsita y opacos inmersos en una pasta no diferenciada.

Agregados de cristales anhedrales cuarzo-feldespáticos de textura alotriomórfica, frecuentes.

Fragmentos de rocas de textura vitrofídica, constituida por cristales tabulares de plagioclasa en una pasta vítrea castaña.

La fábrica del material grueso es al azar.

Fracción $\leq 10\mu$

Arcillas de color castaño, óxidos de hierro, máficos no identificados, opacos, vidrios volcánicos ácidos.

La fábrica-b es moteada fina, en motas aisladas y poroestriada mal definida en las bases de las vesículas.

Componentes orgánicos

Escasos restos de raíces en canales e inmersos en la matriz del suelo.

Rasgos pedológicos

Recubrimientos arcillosos alrededor de granos, muy abundantes, de hasta 150μ de espesor, en la parte inferior del corte (2Bt).

Recubrimientos arcillosos fragmentados, muy abundantes, presentan microfisuras paralelas a la laminación.

Nódulos impregnativos de óxido de hierro, abundantes, irregulares y límites difusos.

Costras estructurales vesiculares de la clase 4.

Microestructura: Vesicular

Poros: Los huecos de la subcapa superior ocupan entre un 20 a 40 % del total de las secciones estudiadas, siendo la mayoría vesículas y en menor cantidad cavidades, fisuras y huecos de empaquetamiento simple y complejos.

Vesículas: presentan formas y tamaños muy variables, desde pequeñas y equidimensionales de $20\mu\text{m}$ a proladas e irregulares de hasta $1,5\text{ mm}$; las más frecuentes y de mejor desarrollo oscilan aproximadamente en los $650\mu\text{m}$. Se observa cierta evolución de formas equidimensionales a proladas.

Cavidades: son más irregulares y de mayor tamaño que las vesículas (hasta 3 mm).

Fisuras: en la mayoría de los casos se las encuentran interconectando vesículas y cavidades.

Material basal: La matriz-s presenta una relación de material grueso/fino (c/f $10\mu\text{m}$) entre 50:50 a 20:80, con un patrón de distribución relacionada porfírica abierta. Las diferencias en los componentes minerales para las dos subcapas son muy sutiles.

Fracción gruesa ($> 10\mu\text{m}$): es rica en pumicitas y trizas de vidrio volcánico incoloro de hasta $300\mu\text{m}$, cuarzo con inclusiones de apatito, clinopiroxenos, ortopiroxenos, hornblenda, plagioclasa, feldespatos alcalinos, iddingsita, abundantes opacos, biotita, zeolitas de hábito plumoso y algo de calcita en cristales fracturados. Entre los granos minerales compuestos, se encuentran fragmentos alterados de vulcanitas de composición intermedia, vulcanitas riolíticas, fragmentos de agregados de individuos anhedrales de cuarzo y piroclastitas de textura bandeada y trizas deformadas.

Fracción fina ($< 10 \mu\text{m}$): presenta una fábrica-b que varía de moteada a poroestriada y granoestriada, se compone fundamentalmente de arcillas de color castaño, fragmentos de vidrios volcánicos, óxidos de hierro, algunas micas y escasa calcita como cementante. Los componentes minerales de origen orgánico están representados por formas silíceas de hasta $50 \mu\text{m}$ correspondientes a diatomeas. Los componentes orgánicos básicos son escasos y están compuestos y de pequeñas raíces birrefringentes de pocos micrones.

Rasgos edáficos: En las secciones normales correspondientes a la subcapa superior, no se observan rasgos edáficos destacables, pero sí en los cortes realizados en la subcapa inferior, donde aparecen los de mayor desarrollo. En este sector se observan recubrimientos arcillosos desarrollados alrededor de vesículas, cavidades y fisuras o recubriendo granos especialmente en trizas vítreas. Se presentan además, en menor cantidad, rasgos pedológicos de fábrica correspondientes a "slickensides". Los rasgos pedológicos fracturados son frecuentes, están representadas por arcillas orientadas incorporadas en la matriz. Entre los nódulos se observan los típicos de material no diferenciado, de formas proladas y aquellos de tipo pseudomórfico.

ANEXO II

DESCRIPCION MINERALOGICA DE LAS CLASES DE CONDICIONES

SUPERFICIALES

Mtra. 1694, clase 1, 0-1 cm, fracción liviana: 250-125u. (262 contados)

Mineral	%	Alteración (%)				Redondez (%)				Esfericidad (%)					
		0	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	
Vidrio ácido.	27.1	17.2	24.2	27.6	20.7	10.4	55.4	27.7	12.3	4.6	0.0	13.0	35.2	31.5	20.4
Vidrio básico	5.3	7.1	7.1	42.9	35.7	7.1	68.9	18.6	6.3	6.3	0.0	0.0	20.0	20.0	60.0
Cuarzo	11.5	55.2	27.6	17.2	0.0	0.0	11.1	40.7	37.0	7.4	3.7	35.0	30.0	15.0	20.0
Feldespató-K	9.9	23.0	38.5	26.9	11.6	0.0	0.0	18.2	50.0	27.2	4.6	25.0	37.5	31.3	6.3
Plagioclasa	16.4	52.4	26.2	19.0	2.4	0.0	2.1	40.4	42.6	14.9	0.0	28.9	34.2	18.4	18.4
Alterita	19.1	0.0	0.0	0.0	12.0	88.0	4.2	27.1	35.4	29.2	4.2	31.6	29.0	31.6	7.9
Líticos	1.5	0.0	0.0	0.0	75.0	25.0	0.0	0.0	25.0	75.0	0.0	50.0	25.0	0.0	0.0
Líticos Fels.	8.8	0.0	4.8	33.3	47.6	14.3	5.0	5.0	50.0	35.0	5.0	62.3	18.8	12.5	6.3
Calcedonia	0.4	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Mtra. 1694, clase 1, 0-1 cm, fracción pesada: 250-125um. (221 contados)

Mineral	%	Alteración (%)				Redondez (%)				Esfericidad (%)					
		0	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	
Enstat.	1.8	25.0	75.0	0.0	0.0	0.0	0.0	25.0	50.0	25.0	0.0	0.0	50.0	25.0	25.0
Hiperst.	8.6	79.0	15.8	5.3	0.0	0.0	0.0	0.0	42.1	47.4	10.5	26.3	10.5	42.1	21.1
Augita	15.4	70.6	20.6	8.8	0.0	0.0	0.0	2.9	20.6	41.2	35.3	41.2	20.6	32.4	5.9
Aug-Egir	1.8	75.0	25.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	75.0	25.0	50.0	25.0	0.0	25.0
Egirina	0.9	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0
OPx	5.0	72.7	9.1	9.1	9.1	0.0	0.0	0.0	36.4	45.5	18.2	72.7	18.2	9.1	0.0
ClPx	9.1	65.0	30.0	0.0	5.0	0.0	0.0	15.0	45.0	30.0	10.0	75.0	20.0	5.0	0.0
Hrbl.	1.8	75.0	25.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	25.0	50.0	25.0	0.0	25.0	75.0	0.0
Trem-Act	2.3	80.0	20.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	60.0	40.0	20.0	60.0	20.0	0.0
Anfibol	5.0	90.9	9.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	54.6	36.4	9.1	54.6	18.2	18.2	9.1
Opacos	27.6						0.0	9.8	13.1	32.8	44.3	77.1	16.4	3.3	3.3
Líticos	11.8	3.9	7.7	42.3	42.3	3.8	0.0	11.5	46.2	34.6	7.7	57.7	15.4	38.5	0.0
Alteritas	8.2	0.0	0.0	0.0	22.2	77.8	0.0	0.0	55.6	33.3	11.1	66.7	27.8	55.6	0.0
Glomérulo	0.9	0.0	50.0	50.0	0.0	0.0	0.0	0.0	50.0	50.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0

Mtra. 1697, clase 1, 1-4 cm, fracción liviana: 250-125um. (182 contados).

Mineral	%	Alteración (%)				Redondez (%)				Esfericidad (%)					
		0	1	2	3	4	1	2	3	4	5	1	2	3	4
Vidrio ácido.	24.7	10.9	15.2	39.1	34.8	0.0	69.6	17.4	10.9	2.2	0.0	52.2	28.3	13.0	6.5
Vidrio básico	1.6	66.7	33.3	0.0	0.0	0.0	66.7	33.3	0.0	0.0	0.0	33.3	33.3	33.3	0.0
Cuarzo	12.4	69.6	30.4	0.0	0.0	0.0	4.4	26.1	60.9	8.7	0.0	60.9	26.1	13.0	0.0
Feldespató-K	9.1	29.4	35.3	29.4	5.9	0.0	0.0	29.4	52.9	11.8	5.9	64.7	23.5	11.8	0.0
Plagioclasa	23.1	79.1	11.6	2.3	7.0	0.0	7.0	34.9	41.9	16.3	0.0	55.8	27.9	11.6	4.7
Alteritas	9.1	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	11.8	35.3	41.2	11.8	0.0	64.7	29.4	5.9	0.0
Líticos	8.1	0.0	20.0	26.7	53.3	0.0	0.0	13.3	46.7	40.0	0.0	73.3	20.0	6.7	0.0
Líticos Fels.	11.8	0.0	18.2	18.2	59.1	4.6	0.0	13.6	40.9	36.4	9.1	63.6	31.8	0.0	4.6

Mtra. 1697, clase 1, 1-4 cm, fracción pesada: 250-125um. (225 contados).

Mineral	%	Alteración (%)				Redondez (%)				Esfericidad (%)					
		0	1	2	3	4	1	2	3	4	5	1	2	3	4
Enstatita	0.4	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0
Hipersteno	7.6	82.4	11.8	5.9	0.0	0.0	5.9	5.9	41.2	35.3	11.8	29.4	5.9	35.3	29.4
Augita	9.3	81.0	14.3	4.8	0.0	0.0	0.0	9.5	23.8	47.6	19.1	61.9	19.1	14.3	4.8
Aug-Egir	0.4	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0
OPx	0.4	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0
ClPx	4.0	55.6	33.3	0.0	11.1	0.0	11.1	33.3	22.2	33.3	0.0	88.9	11.1	0.0	0.0
Hornblenda	2.2	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	60.0	40.0	0.0	0.0	0.0	40.0	60.0
Trem-Act	0.4	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0
Anfiboles	0.4	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0
Opacos	9.3						14.3	4.8	4.8	38.1	38.0	81.0	14.3	4.8	0.0
Líticos	23.6	1.9	7.6	39.6	47.2	3.8	9.4	15.1	54.7	18.9	1.9	71.7	26.4	0.0	1.9
Alteritas	40.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	61.1	18.9	14.4	5.6	0.0	47.8	37.8	13.3	1.1
Glomérulos	1.8	0.0	50.0	25.0	25.0	0.0	25.0	0.0	75.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0

Mtra. 1699', clase 1, 4-10 cm, fracción liviana: 250-125µm. (256 contados).

Mineral	%	Alteración (%)					Redondez (%)				Estericidad (%)				
		0	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	
Vidrio ácido.	20.3	30.8	5.8	30.8	32.7	0.0	71.2	13.5	13.5	1.9	0.0	51.9	28.9	15.4	3.9
Vidrio básico	5.1	61.5	15.4	0.0	23.1	0.0	92.3	7.7	0.0	0.0	0.0	69.2	30.8	0.0	0.0
Cuarzo	12.1	74.2	19.4	6.5	0.0	0.0	9.7	35.5	45.2	16.1	0.0	64.5	22.6	12.9	0.0
Feldespato-K	14.1	8.3	16.7	19.4	55.6	0.0	5.6	22.2	36.1	36.1	0.0	66.7	16.7	11.1	5.6
Plagioclasa	22.7	60.3	15.5	8.6	15.5	0.0	5.2	13.8	51.7	29.3	0.0	51.7	27.6	17.2	3.5
Alteritas	9.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	34.8	30.4	26.1	8.7	0.0	65.2	26.1	8.7	0.0
Líticos	11.7	3.3	10.0	43.3	43.3	0.0	16.7	20.0	43.3	20.0	0.0	56.7	33.3	10.0	0.0
Líticos Fels.	5.1	0.0	7.7	30.8	61.5	0.0	0.0	7.7	30.8	46.2	15.4	61.5	23.1	7.7	7.7

Mtra. 1699', clase 1, 4-10 cm, fracción pesada: 250-125µm. (272 contados).

Mineral	%	Alteración (%)				Redondez (%)				Estericidad (%)					
		0	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	
Enstatita	1.5	75.0	25.0	0.0	0.0	0.0	50.0	50.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0
Hipersteno	12.5	64.7	35.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	41.2	35.3	23.5	32.4	29.4	17.7	20.6
Augita	18.4	84.0	12.0	4.0	0.0	0.0	0.0	4.0	28.0	48.0	20.0	64.0	22.0	8.0	6.0
Aug-Egir	1.1	66.7	33.3	0.0	0.0	0.0	0.0	66.7	33.3	0.0	0.0	33.3	66.7	0.0	0.0
Egirina	1.8	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	20.0	80.0	0.0	0.0	20.0	40.0	20.0	20.0
Pigeonita	3.3	77.8	22.2	0.0	0.0	0.0	0.0	11.1	33.3	44.4	11.1	33.3	22.2	11.1	33.3
OPx	0.7	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	50.0	50.0	0.0	0.0
ClPx	4.4	50.0	33.3	8.3	8.3	0.0	0.0	16.7	41.7	33.3	8.3	83.3	16.7	0.0	0.0
Hornblenda	4.8	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.7	38.5	30.8	23.1	30.8	15.4	53.9	0.0
Trem-Act	1.1	33.3	33.3	33.3	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	33.3	33.3	33.3	0.0
Anfiboles	0.7	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	50.0	50.0	0.0	0.0
Granate	1.1	66.7	33.3	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	66.7	33.3	0.0	0.0
Clorita	0.4	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0
Opacos	22.4														
Líticos	15.8	2.3	16.3	44.2	46.5	0.0	11.6	23.3	55.8	9.3	41.0	59.0	32.8	8.2	0.0
Alteritas	8.5	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	56.5	21.7	13.0	8.7	0.0	65.1	27.9	4.7	2.3
Glomérulos	1.5	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0

Mtra. 1729, clase 2, 0-1 cm, fracción liviana: 250-125um. (297 contados).

Mineral	%	Alteración (%)					Redondez (%)					Esfericidad (%)				
		0	1	2	3	4	1	2	3	4	5	1	2	3	4	
Vidrio ácido.	16.5	20.4	20.4	44.9	14.3	0.0	87.8	8.2	0.0	4.1	0.0	42.9	22.5	26.5	8.2	
Vidrio básico	1.7	40.0	20.0	40.0	0.0	0.0	80.0	20.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	
Cuarzo	13.8	61.0	31.7	7.3	0.0	0.0	34.2	24.4	34.2	4.9	2.4	61.0	19.5	14.6	4.9	
Feldespato-K	12.8	31.6	26.3	13.2	18.4	10.5	10.5	15.8	50.0	18.4	5.3	31.6	18.4	36.8	13.2	
Plagioclasa	21.6	53.1	32.8	6.3	7.8	0.0	3.1	21.9	35.9	31.3	7.8	43.8	37.5	9.4	9.4	
Alteritas	13.8	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	24.4	34.2	26.8	12.2	2.4	68.3	17.1	14.6	0.0	
Líticos	13.8	0.0	0.0	48.8	48.8	2.4	2.4	34.2	48.8	14.6	0.0	46.3	29.3	19.5	4.9	
Líticos Fels.	6.1	0.0	0.0	38.9	61.1	0.0	0.0	33.3	38.9	16.7	11.1	55.6	11.1	33.3	0.0	

Mtra. 1729, clase 2, 0-1 cm, fracción pesada: 250-125um. (288 contados).

Mineral	%	Alteración (%)					Redondez (%)					Esfericidad (%)				
		0	1	2	3	4	1	2	3	4	5	1	2	3	4	
Enstatita	2.1	66.7	33.3	0.0	0.0	0.0	16.7	0.0	50.0	16.7	16.7	33.3	50.0	0.0	16.7	
Hipersteno	14.9	58.1	39.5	2.3	0.0	0.0	4.7	14.0	41.9	34.9	4.7	41.9	27.9	14.0	16.3	
Augita	17.7	70.6	29.4	0.0	0.0	0.0	0.0	5.9	41.2	33.3	19.6	51.0	31.4	11.8	5.9	
Aug-Egir	1.0	66.7	33.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	33.3	33.3	33.3	33.3	33.3	33.3	0.0	
Egirina	2.8	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	12.5	0.0	12.5	62.5	12.5	25.0	75.0	0.0	0.0	
Pigeonita	4.2	66.7	25.0	8.3	0.0	0.0	0.0	0.0	16.7	75.0	8.3	33.3	33.3	0.0	0.0	
OPx	1.7	20.0	80.0	0.0	0.0	0.0	0.0	20.0	40.0	20.0	20.0	60.0	40.0	0.0	0.0	
CIPx	4.2	75.0	16.7	8.3	0.0	0.0	25.0	16.7	50.0	8.3	0.0	58.3	25.0	8.3	8.3	
Hornblenda	3.8	72.7	27.3	0.0	0.0	0.0	9.1	9.1	36.4	45.5	0.0	9.1	45.5	36.4	9.1	
Lamprobolita	0.4	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	
Espodumeno	1.4	75.0	25.0	0.0	0.0	0.0	50.0	25.0	25.0	0.0	0.0	25.0	50.0	0.0	25.0	
Trem-Act	0.7	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	
Antiboles	2.1	33.3	66.7	0.0	0.0	0.0	16.7	16.7	66.7	0.0	0.0	66.7	33.3	0.0	0.0	
Granate	1.4	75.0	25.0	0.0	0.0	0.0	50.0	50.0	0.0	0.0	0.0	75.0	25.0	0.0	0.0	
Iddingsita	1.0	66.7	33.3	0.0	0.0	0.0	66.7	0.0	33.3	0.0	0.0	66.7	33.3	0.0	0.0	
Opacos	19.1						3.6	18.2	36.4	20.0	21.8	49.1	32.7	18.2	0.0	
Líticos	11.1	3.1	6.3	31.3	59.4	0.0	28.1	18.8	34.4	18.8	0.0	50.0	34.4	15.6	0.0	
Alteritas	10.1	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	17.2	31.0	44.8	6.9	0.0	48.3	44.6	6.9	0.0	
MNI	0.4	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	

MNI: Máfico no identificado (Piamontita?)

Mtra. 1732, clase 2, 1-4 cm, fracción liviana: 250-125um. (300 contados).

Mineral	%	Alteración (%)					Redondez (%)					Esfericidad (%)				
		0	1	2	3	4	1	2	3	4	5	1	2	3	4	
Vidrio ácido.	17.0	7.8	13.7	45.1	31.4	2.0	84.3	11.8	2.0	2.0	0.0	41.2	19.6	25.5	13.7	
Vidrio básico	2.3	14.3	42.9	14.3	14.3	14.3	85.7	14.3	0.0	0.0	0.0	57.1	42.9	0.0	0.0	
Cuarzo	16.0	60.4	22.9	12.5	4.2	0.0	27.1	47.9	20.8	4.2	0.0	60.4	20.8	8.3	10.4	
Feldespato-K	17.3	25.0	15.4	25.0	23.1	11.5	9.6	19.2	55.8	13.5	1.9	42.3	42.3	13.5	1.9	
Plagioclasa	16.0	52.1	27.1	10.4	8.3	2.1	8.3	29.2	41.7	18.8	2.1	54.2	33.3	8.3	4.2	
Alteritas	9.7	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	34.5	24.1	34.5	6.9	0.0	34.5	58.6	6.9	0.0	
Líticos	14.3	0.0	11.6	32.6	53.5	2.3	9.3	39.5	32.6	14.0	4.7	44.2	41.9	11.6	2.3	
Líticos Fels.	7.3	0.0	9.1	54.6	36.4	0.0	9.1	27.3	36.4	22.7	4.6	54.6	18.2	27.3	0.0	

Mtra. 1732, clase 2, 1-4 cm, fracción pesada: 250-125um. (219 contados).

Mineral	%	Alteración (%)					Redondez (%)					Esfericidad (%)				
		0	1	2	3	4	1	2	3	4	5	1	2	3	4	
Enstatita	0.9	50.0	50.0	0.0	0.0	0.0	0.0	50.0	0.0	50.0	0.0	50.0	0.0	0.0	50.0	
Hipersteno	14.1	61.3	32.3	3.2	3.2	0.0	16.1	25.8	38.7	19.4	0.0	29.0	35.5	32.3	3.2	
Augita	14.6	68.8	28.1	3.1	0.0	0.0	6.3	31.3	34.4	21.9	6.3	37.5	40.6	15.6	6.3	
Aug-Egir	0.9	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	50.0	0.0	0.0	50.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	
Egirina	1.4	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	33.3	0.0	33.3	33.3	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	
Pigeonita	2.7	50.0	50.0	0.0	0.0	0.0	0.0	16.7	50.0	33.3	0.0	33.3	33.3	0.0	33.3	
OPx	0.5	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	
ClPx	3.7	75.0	12.5	12.5	0.0	0.0	12.5	50.0	25.0	12.5	0.0	37.5	37.5	25.0	0.0	
Hornblenda	4.6	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	10.0	40.0	50.0	0.0	20.0	50.0	20.0	10.0	
Lamprobolita	1.4	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	33.3	33.3	33.3	0.0	33.3	66.7	0.0	0.0	
Trem-Act	0.5	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	
Anfiboles	3.7	12.5	87.5	0.0	0.0	0.0	0.0	50.0	50.0	0.0	0.0	0.0	37.5	62.5	0.0	
Granate	1.9	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	75.0	25.0	0.0	0.0	
Apatito	0.5	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	
Opacos	23.3	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	11.8	17.7	35.3	19.6	15.7	60.8	21.6	17.7	0.0	
Líticos	18.3	5.0	20.0	30.0	45.0	0.0	17.5	35.0	37.5	10.0	0.0	60.0	30.0	10.0	0.0	
Alteritas	6.9	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	13.3	13.3	66.7	6.7	0.0	46.7	46.7	6.7	0.0	
Glomérulos	0.5	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	

Mtra. 1735, clase 2, 4-10 cm, fracción liviana: 250-125um. (281 contados).

Mineral	%	Alteración (%)				Redondez (%)					Estericidad (%)				
		0	1	2	3	4	1	2	3	4	5	1	2	3	4
Vidrio ácido.	6.4	11.1	16.7	44.4	22.2	5.6	77.8	11.1	5.6	5.6	0.0	27.8	44.4	16.7	11.1
Vidrio básico	1.4	50.0	25.0	25.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	50.0	50.0	0.0	0.0
Cuarzo	19.9	57.1	28.6	14.3	0.0	0.0	51.8	35.7	8.9	3.6	0.0	44.6	19.6	23.2	12.5
Feldespat-K	18.9	24.5	13.2	32.1	30.2	0.0	3.8	15.1	58.5	22.6	0.0	37.7	45.3	13.2	3.8
Plagioclasa	18.5	65.4	17.3	13.5	3.9	0.0	13.5	15.4	44.2	26.9	0.0	48.1	28.9	15.4	7.7
Alteritas	12.1	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	32.4	23.5	20.6	17.7	5.9	41.2	44.1	14.7	0.0
Líticos	12.5	0.0	0.0	40.0	57.1	2.9	8.6	40.0	40.0	11.4	0.0	48.6	40.0	11.4	0.0
Líticos Fels.	10.3	0.0	3.5	44.8	48.3	3.5	13.8	27.6	44.8	13.8	0.0	31.0	41.4	24.1	3.5

Mtra. 1735, clase 2, 4-10 cm, fracción pesada: 250-125um. (352 contados).

Mineral	% de enl. natural	Alteración (%)					Redondez (%)					Estericidad (%)				
		0	1	2	3	4	1	2	3	4	5	1	2	3	4	
Hipersteno	4.8	76.5	23.5	0.0	0.0	0.0	11.8	5.9	35.3	47.1	0.0	41.2	17.7	17.7	23.5	
Augita	3.1	63.6	27.3	9.1	0.0	0.0	18.2	36.4	27.3	18.2	0.0	36.4	36.4	27.3	0.0	
Egirina	0.3	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	
Pigeonita	0.6	50.0	50.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	
CIPx	0.3	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	
Hornblenda	1.1	50.0	50.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	75.0	25.0	0.0	50.0	25.0	25.0	0.0	
Trem-Act	0.6	50.0	50.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	50.0	0.0	50.0	
Anfiboles	0.3	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	
Opacos	27.6						6.2	13.4	33.0	30.9	16.5	37.1	36.1	22.7	4.1	
Líticos	31.5	0.9	0.0	25.2	73.0	0.9	12.6	43.2	38.7	5.4	0.0	36.9	43.2	18.9	0.9	
Alteritas	29.8	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	56.2	12.4	22.9	8.6	0.0	24.8	49.5	22.9	2.9	

T3, clase 3, 0-1 cm, fracción liviana: 250-125um. (303 contados).

Mineral	%	Alteración (%)				Redondez (%)				Esfericidad (%)				
		0	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
Vidrio ácido.	10.6	9.4	21.9	21.9	46.9	0.0	87.5	12.5	0.0	0.0	43.8	18.8	25.0	12.5
Vidrio básico	2.6	12.5	12.5	37.5	37.5	0.0	87.5	12.5	0.0	0.0	25.0	50.0	25.0	0.0
Cuarzo	11.2	70.6	17.7	5.9	5.9	0.0	64.7	17.7	17.7	0.0	47.1	14.7	23.5	14.2
Feldespató-K	16.2	8.2	22.5	34.7	24.5	10.2	10.2	26.5	55.1	8.2	34.7	44.9	16.3	4.1
Plagioclasa	21.1	54.7	31.3	7.8	6.3	0.0	31.3	23.4	34.4	10.9	48.4	28.1	21.9	1.6
Alteritas	15.2	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	32.6	21.7	41.3	4.4	30.4	37.0	23.9	8.7
Líticos	12.2	0.0	2.7	40.5	54.1	2.7	16.2	43.2	29.7	10.8	46.0	29.7	24.3	0.0
Líticos Fels.	10.9	0.0	9.1	24.2	66.7	0.0	9.1	33.3	57.6	0.0	30.3	36.4	27.3	6.1

T3, clase 3, 0-1 cm, fracción pesada: 250-125um. (302 contados).

Mineral	%	Alteración (%)				Redondez (%)				Esfericidad (%)					
		0	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	
Enstatita	1.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	33.3	33.3	33.3	0.0	0.0	33.3	0.0	66.7	0.0
Hipersteno	15.2	47.8	47.8	4.4	0.0	0.0	13.0	26.1	43.5	15.2	2.2	30.4	28.3	19.6	21.7
Augita	17.6	58.5	39.6	1.9	0.0	0.0	13.2	26.4	35.9	22.6	1.9	37.7	20.8	35.9	5.7
Aug-Egir	1.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	33.3	66.7	0.0	0.0	66.7	0.0	33.3	0.0
Egirina	2.7	87.5	12.5	0.0	0.0	0.0	25.0	0.0	75.0	0.0	0.0	37.5	50.0	12.5	0.0
Pigeonita	2.0	83.3	16.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	33.3	33.3	33.3	0.0
OPx	1.0	66.7	33.3	0.0	0.0	0.0	66.7	0.0	33.3	0.0	0.0	33.3	33.3	33.3	0.0
ClPx	2.7	50.0	25.0	12.5	12.5	0.0	12.5	62.5	25.0	0.0	0.0	37.5	37.5	25.0	0.0
Hornblenda	5.0	80.0	13.3	6.7	0.0	0.0	13.3	6.7	73.3	6.7	0.0	13.3	40.0	33.3	13.3
Actinolita	0.7	50.0	50.0	0.0	0.0	0.0	50.0	0.0	50.0	0.0	0.0	0.0	50.0	50.0	0.0
Trem-Act	1.3	75.0	25.0	0.0	0.0	0.0	50.0	25.0	25.0	0.0	0.0	25.0	50.0	25.0	0.0
Anfiboles	4.0	58.3	41.7	0.0	0.0	0.0	0.0	50.0	41.7	8.3	0.0	16.7	33.3	50.0	0.0
Granate	1.7	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	80.0	0.0	20.0	0.0	0.0	40.0	60.0	0.0	0.0
Iddingsita	1.3	25.0	75.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	75.0	25.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0
Circón	0.3	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0
Biotita	0.3	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0
Opacos	20.9						7.9	20.6	44.4	22.2	4.8	60.3	30.2	9.5	0.0
Líticos	10.6	3.1	12.5	50.0	34.4	0.0	28.1	43.8	25.0	3.1	0.0	50.0	28.1	18.8	3.1
Alteritas	10.9	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	27.3	39.4	30.3	3.0	0.0	51.5	33.3	15.2	0.0

T3, clase 3, 1-4 cm, fracción liviana: 250-125um. (272 contados).

Mineral	%	Alteración (%)				Redondez (%)				Esfericidad (%)					
		0	1	2	3	4	1	2	3	4	5	1	2	3	4
Vidrio ácido.	24.3	7.6	15.2	34.9	37.9	4.6	83.3	15.2	1.5	0.0	0.0	36.4	27.3	25.8	10.6
Vidrio básico	0.7	0.0	0.0	50.0	50.0	0.0	50.0	0.0	50.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0
Cuarzo	12.1	54.6	27.3	18.2	0.0	0.0	39.4	39.4	21.2	0.0	0.0	36.4	27.3	33.3	3.0
Feldespato-K	14.7	12.5	22.5	25.0	35.0	5.0	12.5	35.0	42.5	10.0	0.0	27.5	47.5	25.0	0.0
Plagioclasa	18.8	37.3	33.3	25.5	3.9	0.0	7.8	45.1	37.3	9.8	0.0	41.2	35.3	21.6	2.0
Alteritas	16.2	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	27.3	25.0	38.6	9.1	0.0	34.0	40.9	22.7	2.3
Líticos	8.1	0.0	0.0	22.7	72.7	4.6	18.2	45.5	36.4	0.0	0.0	31.8	45.5	22.7	0.0
Líticos Fels.	5.2	0.0	0.0	35.7	64.3	0.0	7.1	28.6	64.3	0.0	0.0	42.9	35.7	21.4	0.0

T3, clase 3, 1-4 cm, fracción pesada: 250-125um. (298 contados).

Mineral	%	Alteración (%)				Redondez (%)				Esfericidad (%)					
		0	1	2	3	4	1	2	3	4	5	1	2	3	4
Enstatita	1.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	33.3	33.3	33.3	0.0	33.3	66.7	0.0	0.0
Hipersteno	13.4	32.5	67.5	0.0	0.0	0.0	15.0	32.5	40.0	12.5	0.0	32.5	22.5	35.0	10.0
Augita	13.8	58.5	29.3	9.8	2.4	0.0	12.2	36.6	34.2	14.6	2.4	31.7	46.3	22.0	0.0
Aug-Egir	1.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	33.3	33.3	33.3	0.0	0.0	33.3	0.0	66.7	0.0
Pigeonita	1.7	40.0	60.0	0.0	0.0	0.0	0.0	60.0	20.0	20.0	0.0	60.0	20.0	0.0	20.0
OPx	1.3	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	50.0	50.0	0.0	0.0	50.0	25.0	25.0	0.0
CIPx	1.7	60.0	40.0	0.0	0.0	0.0	0.0	60.0	20.0	20.0	0.0	40.0	40.0	20.0	0.0
Hornblenda	4.4	76.9	23.1	0.0	0.0	0.0	7.7	15.4	69.2	7.7	0.0	0.0	30.8	53.9	15.4
Lamprobolita	1.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	66.7	33.3	0.0	0.0	33.3	33.3	33.3	0.0
Trem-Act	0.7	50.0	50.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	50.0	50.0
Anfiboles	4.0	58.3	41.7	0.0	0.0	0.0	8.3	50.0	25.0	16.7	0.0	50.0	16.7	25.0	8.3
Granate	0.7	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	50.0	50.0	0.0
Epidoto	0.3	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0
Opacos	19.1						0.0	5.3	49.1	36.8	8.8	80.7	14.0	5.3	0.0
Líticos	10.1	3.3	0.0	56.6	40.0	0.0	36.7	50.0	3.3	10.0	0.0	66.7	26.7	6.7	0.0
Alteritas	25.8	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	55.8	19.5	14.3	10.4	0.0	55.8	29.9	13.0	1.3

T3, clase 3, 4-10 cm, fracción liviana: 250-125µm. (259 contados).

Mineral	%	Alteración (%)					Redondez (%)					Estericidad (%)				
		0	1	2	3	4	1	2	3	4	5	1	2	3	4	
Vidrio ácido.	14.7	15.8	31.6	23.7	26.3	2.6	81.6	18.4	0.0	0.0	0.0	42.1	29.0	29.0	0.0	0.0
Vidrio básico	2.3	50.0	50.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	83.3	16.7	0.0	0.0	0.0
Cuarzo	10.0	69.2	30.8	0.0	0.0	0.0	46.2	38.5	15.4	0.0	0.0	69.2	23.1	7.7	0.0	0.0
Feldespato-K	18.5	25.0	29.2	29.2	12.5	4.2	12.5	45.8	39.6	2.1	0.0	68.8	14.6	12.5	4.2	0.0
Plagioclasa	20.1	46.2	38.5	13.5	1.9	0.0	11.5	46.2	36.5	5.8	0.0	57.7	28.9	13.5	0.0	0.0
Alteritas	14.7	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	44.7	36.8	18.4	0.0	0.0	65.8	18.4	13.2	2.6	0.0
Líticos	13.1	0.0	17.7	50.0	32.4	0.0	17.7	55.9	23.5	2.9	0.0	58.8	38.2	2.9	0.0	0.0
Líticos Fels.	6.6	0.0	0.0	64.7	35.3	0.0	5.9	52.9	29.4	11.8	0.0	35.3	35.3	29.4	0.0	0.0

T3, clase 3, 4-10 cm, fracción pesada: 250-125µm. (289 contados).

Mineral	%	Alteración (%)					Redondez (%)					Estericidad (%)				
		0	1	2	3	4	1	2	3	4	5	1	2	3	4	
Enstatita	1.4	50.0	50.0	0.0	0.0	0.0	25.0	50.0	25.0	0.0	0.0	25.0	50.0	25.0	0.0	0.0
Hipersteno	13.1	29.0	60.5	10.5	0.0	0.0	10.5	23.7	50.0	15.8	0.0	21.1	29.0	42.1	7.9	0.0
Augita	13.5	43.6	53.9	0.0	2.6	0.0	15.4	25.6	48.7	10.3	0.0	30.8	43.6	20.5	5.1	0.0
Egirina	1.7	80.0	20.0	0.0	0.0	0.0	40.0	20.0	20.0	20.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Pigeonita	1.4	50.0	50.0	0.0	0.0	0.0	0.0	50.0	50.0	0.0	0.0	50.0	50.0	0.0	0.0	0.0
OPx	1.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	33.3	33.3	33.3	0.0	0.0	33.3	33.3	33.3	0.0	0.0
ClPx	6.9	40.0	40.0	15.0	15.0	0.0	35.0	25.0	40.0	0.0	0.0	65.0	25.0	10.0	0.0	0.0
Hornblenda	2.8	87.5	12.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	87.5	12.5	0.0	0.0	50.0	37.5	12.5	0.0
Lamprobolita	0.7	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	50.0	0.0	50.0	0.0
Trem-Act	1.4	25.0	75.0	0.0	0.0	0.0	50.0	50.0	0.0	0.0	0.0	25.0	25.0	25.0	25.0	0.0
Anfiboles	2.1	33.3	50.0	0.0	16.7	0.0	16.7	0.0	83.3	0.0	0.0	16.7	66.7	16.7	0.0	0.0
Granate	2.1	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	83.3	0.0	16.7	0.0	0.0	33.3	16.7	33.3	16.7	0.0
Iddingsita	0.4	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Apatito	0.7	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	50.0	50.0	0.0	0.0
Opacos	26.7						6.4	15.4	29.5	34.6	14.1	74.4	21.8	3.9	0.0	0.0
Líticos	8.6	4.0	24.0	36.0	36.0	0.0	16.0	44.0	36.0	4.0	0.0	72.0	24.0	4.0	0.0	0.0
Alteritas	15.5	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	20.0	17.8	37.8	20.0	4.4	73.3	22.2	4.4	0.0	0.0

Mtra. 1711, clase 4, 0-1 cm, fracción liviana: 250-125um. (249 contados).

Mineral	%	Alteración (%)				Redondez (%)				Estericidad (%)					
		0	1	2	3	4	1	2	3	4	5	1	2	3	4
Vidrio ácido.	7.2	11.1	44.4	27.8	16.7	0.0	94.4	0.0	5.6	0.0	0.0	61.1	11.1	22.2	5.6
Vidrio básico	2.8	57.1	14.3	28.6	0.0	0.0	85.7	14.3	0.0	0.0	0.0	57.1	28.6	14.3	0.0
Cuarzo	8.0	85.0	15.0	0.0	0.0	0.0	45.0	45.0	10.0	0.0	0.0	75.0	25.0	0.0	0.0
Feldespato-K	17.3	11.6	44.2	18.6	25.6	0.0	30.2	39.5	25.6	4.7	0.0	51.2	37.2	11.6	0.0
Plagioclasa	26.1	49.2	40.0	6.2	4.6	0.0	12.3	32.3	50.8	4.6	0.0	67.7	20.0	12.3	0.0
Alteritas	28.1	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	28.6	30.0	41.4	0.0	0.0	44.3	40.0	14.3	1.4
Líticos	6.0	0.0	6.7	53.3	40.0	0.0	26.7	46.7	26.7	0.0	0.0	73.3	26.7	0.0	0.0
Líticos Fels.	4.0	0.0	0.0	70.0	30.0	0.0	20.0	70.0	10.0	0.0	0.0	40.0	40.0	20.0	0.0
Esferulita	0.4														

Mtra. 1711, clase 4, 0-1 cm, fracción pesada: 250-125um. (302 contados).

Mineral	%	Alteración (%)				Redondez (%)				Estericidad (%)					
		0	1	2	3	4	1	2	3	4	5	1	2	3	4
Enstatita	1.3	75.0	25.0	0.0	0.0	0.0	25.0	0.0	25.0	25.0	25.0	50.0	50.0	0.0	0.0
Hipersteno	7.3	45.5	50.0	4.6	0.0	0.0	13.6	36.4	45.5	4.6	0.0	63.6	13.6	22.7	0.0
Augita	7.6	65.2	30.4	4.4	0.0	0.0	8.7	21.7	56.5	13.1	0.0	47.8	17.4	34.8	0.0
OPx	1.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	33.3	33.3	33.3	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0
ClPx	4.0	58.3	41.7	0.0	0.0	0.0	33.3	16.7	41.7	8.3	0.0	58.3	41.7	0.0	0.0
Hornblenda	1.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	66.7	33.3	0.0	0.0
Lamprobolita	0.7	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	50.0	50.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0
Anfiboles	4.6	71.4	21.4	7.1	0.0	0.0	7.1	35.7	50.0	7.1	0.0	50.0	35.7	14.3	0.0
Granate	0.3	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0
Iddingsita	0.3	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0
Epidoto	0.7	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	50.0	0.0	50.0	0.0
Opacos	22.5		0.0	0.0			0.0	14.7	42.7	35.3	7.4	88.2	10.3	1.5	0.0
Líticos	7.3	0.0	27.3	59.1	13.6	0.0	13.6	36.4	40.9	9.1	0.0	72.7	27.3	0.0	0.0
Alteritas	41.4	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	68.0	16.8	13.6	0.8	0.8	76.0	16.0	7.2	0.8

Mtra. 1715, clase 4, 1-4 cm, fracción liviana: 250-125um. (282 contados).

Mineral	%	Alteración (%)					Redondez (%)					Estericidad (%)				
		0	1	2	3	4	1	2	3	4	5	1	2	3	4	
Vidrio ácido.	12.1	0.0	29.4	32.4	38.2	0.0	64.7	29.4	5.9	0.0	0.0	44.1	23.5	29.4	2.9	
Vidrio básico	1.1	66.7	0.0	0.0	33.3	0.0	33.3	66.7	0.0	0.0	0.0	33.3	33.3	0.0	33.3	
Cuarzo	6.7	94.7	5.3	0.0	0.0	0.0	31.6	47.4	10.5	5.3	5.3	73.7	15.8	10.5	0.0	
Feldespató-K	20.9	10.2	30.5	33.9	23.7	1.7	6.8	47.5	39.0	6.8	0.0	54.2	37.3	6.8	1.7	
Plagioclasa	14.2	47.5	42.5	2.5	7.5	0.0	5.0	42.5	47.5	5.0	0.0	55.0	32.5	12.5	0.0	
Alteritas	35.8	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	49.5	33.7	11.9	4.0	1.0	67.3	24.8	6.9	1.0	
Líticos	5.0	7.1	21.4	42.9	28.6	0.0	0.0	64.3	28.6	7.1	0.0	64.3	28.6	7.1	0.0	
Líticos Fels.	3.9	0.0	18.2	54.6	27.3	0.0	0.0	27.3	54.6	9.1	9.1	36.4	45.5	18.2	0.0	
SiO2	0.4	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	100.0	0.0	0.0	0.0	

Mtra. 1715, clase 4, 1-4 cm, fracción pesada: 250-125um. (304 contados).

Mineral	%	Alteración (%)					Redondez (%)					Estericidad (%)				
		0	1	2	3	4	1	2	3	4	5	1	2	3	4	
Enstatita	1.0	66.7	33.3	0.0	0.0	0.0	0.0	66.7	33.3	0.0	0.0	33.3	33.3	33.3	0.0	
Hipersteno	13.8	52.4	45.2	2.4	0.0	0.0	0.0	23.8	71.4	4.8	0.0	23.8	23.8	52.4	0.0	
Augita	9.2	57.1	42.9	0.0	0.0	0.0	0.0	32.1	60.7	7.1	0.0	32.1	50.0	17.9	0.0	
OPx	4.3	46.2	38.5	15.4	0.0	0.0	0.0	23.1	61.5	15.4	0.0	53.9	7.7	38.5	0.0	
ClPx	13.2	45.0	40.0	10.0	5.0	0.0	2.5	30.0	52.5	15.0	0.0	45.0	42.5	12.5	0.0	
Hornblenda	3.6	81.8	18.2	0.0	0.0	0.0	0.0	9.1	90.9	0.0	0.0	45.5	9.1	45.5	0.0	
Lamprobolita	0.3	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	
Anfiboles	4.6	50.0	21.4	7.1	21.4	0.0	0.0	28.6	64.3	7.1	0.0	14.3	50.0	35.7	0.0	
Granate	1.3	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	50.0	50.0	0.0	0.0	0.0	75.0	25.0	0.0	0.0	
Iddingsita	0.7	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	50.0	50.0	0.0	0.0	
Epidoto	0.3	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	
Circón	0.3	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	
Opacos	22.7													100.0	0.0	
Líticos	12.5	2.6	21.1	47.4	29.0	0.0	5.3	52.6	39.5	2.6	0.0	68.4	23.7	7.9	0.0	
Alteritas	12.2	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	5.4	18.9	54.1	21.6	0.0	59.5	29.7	10.8	0.0	

Mtra. 1716, clase 4, 4-10 cm, fracción liviana: 250-125µm. (302 contados).

Mineral	%	Alteración (%)					Redondez (%)					Esfericidad (%)				
		0	1	2	3	4	1	2	3	4	5	1	2	3	4	
Vidrio ácido.	22.2	20.9	22.4	28.4	26.9	1.5	59.7	40.3	0.0	0.0	0.0	32.8	34.3	28.4	4.5	
Vidrio básico	2.0	16.7	0.0	33.3	50.0	0.0	83.3	16.7	0.0	0.0	0.0	33.3	66.7	0.0	0.0	
Cuarzo	13.9	73.8	26.2	0.0	0.0	0.0	23.8	66.7	9.5	0.0	0.0	61.9	26.2	11.9	0.0	
Feldespato-K	19.5	11.9	30.5	28.8	28.8	0.0	5.1	30.5	50.9	13.6	0.0	47.5	32.2	20.3	0.0	
Plagioclasa	11.3	44.1	32.4	14.7	8.8	0.0	11.8	20.6	44.1	23.5	0.0	32.4	47.1	20.6	0.0	
Alteritas	23.2	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	10.0	34.3	44.3	11.4	0.0	42.9	37.1	20.0	0.0	
Líticos	4.6	0.0	0.0	42.9	57.1	0.0	7.1	78.6	14.3	0.0	0.0	35.7	42.9	21.4	0.0	
Líticos Fels.	3.3	0.0	10.0	70.0	20.0	0.0	0.0	50.0	50.0	0.0	0.0	70.0	30.0	0.0	0.0	

Mtra. 1716, clase 4, 4-10 cm, fracción pesada: 250-125µm. (305 contados).

Mineral	%	Alteración (%)					Redondez (%)					Esfericidad (%)				
		0	1	2	3	4	1	2	3	4	5	1	2	3	4	
Hipersteno	13.4	48.8	48.8	2.4	0.0	0.0	4.8	26.9	56.1	9.8	2.4	31.7	19.5	39.0	9.8	
Augita	12.1	62.2	29.7	8.1	0.0	0.0	5.4	13.5	56.8	21.6	2.7	24.3	40.5	35.1	0.0	
OPx	3.9	25.0	58.3	16.7	0.0	0.0	0.0	33.3	58.3	8.3	0.0	50.0	41.7	8.3	0.0	
ClPx	11.5	48.6	48.6	2.9	0.0	0.0	8.6	22.9	57.1	11.4	0.0	57.1	31.4	11.4	0.0	
Hornblenda	3.9	91.7	8.3	0.0	0.0	0.0	0.0	8.3	58.3	33.3	0.0	16.7	41.7	41.7	0.0	
Tre-Act.	1.0	33.3	66.7	0.0	0.0	0.0	0.0	33.3	66.7	0.0	0.0	66.7	0.0	33.3	0.0	
Anfiboles	4.9	46.7	46.7	6.7	0.0	0.0	0.0	13.3	33.7	20.0	0.0	40.0	40.0	20.0	0.0	
Granate	1.3	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	50.0	50.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	
Apatito	0.3	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	
Circón	0.7	50.0	50.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	
Opacos	22.0						0.0	13.4	44.8	26.9	14.9	67.2	29.9	3.0	0.0	
Líticos	9.8	3.3	16.7	36.7	43.3	0.0	0.0	60.0	40.0	0.0	0.0	80.0	13.3	6.7	0.0	
Alteritas	15.1	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	4.4	26.1	60.9	8.7	0.0	60.9	32.6	6.5	0.0	

ANEXO III

ANALISIS FISICOS Y QUIMICOS DE LAS CLASES DE CONDICIONES SUPERFICIALES

DATOS FISICOS DE LAS CLASES DE CONDICIONES SUPERFICIALES-BAJO DE LA SUERTE

NºLab.	Muestra		Prof. (cm)	Textura (%)										Estab. agreg. (%)		Da (g/cc)	Infiltrac. (cm/hr)
	Tran-Cuad-Ci			>2mm	<2mm	AMG	AG	AM	AF	AMF	Arena	Limo	Arcilla	Húmedo	Seco		
1692/94	T1-C1-C11	0-1	0.1	0.92	99.08	2.18	4.39	9.08	36.75	28.39	80.80	11.60	7.60	12.50	77.42		
1695/97	T1-C1-C11	1-4		0	100	0.75	1.83	6.04	48.76	34.92	92.30	4.50	3.20	7.76	59.67	1.04	17.44
1698/0	T1-C1-C11	4-10		15.26	84.74	3.04	4.43	10.21	33.88	28.25	79.80	8.20	12.00	15.50	86.72	1.27	
1719/21	T1-C2-C11	0-1	2.53	97.47							79.00	11.00	9.80	28.11	79.49		
1722/24	T1-C2-C11	1-4	17.56	82.44							81.00	10.60	8.40	3.59	85.72		
1725/27	T1-C2-C11	4-10	10.53	89.47							57.10	19.00	23.90	0.81	93.93		
2328	T7-C135-C11	0-1	0	100	2.06	2.73	11.26	32.44	42.51	91.00	4.49	4.51					
2329	T7-C135-C11	1-4	0.65	99.35	2.56	2.62	11.41	38.04	35.24	89.87	2.34	7.79					
2330	T7-C135-C11	4-10	0	100	4.43	4.25	14.38	26.91	23.51	73.48	20.12	6.40					
1728/30	T1-C2-C12	0-1	41.48	58.52	2.83	3.66	9.88	36.94	27.40	80.70	13.80	5.50		7.33	80.39		
1731/33	T1-C2-C12	1-4	11.84	88.16	1.93	3.06	8.15	25.11	11.75	50.00	22.10	27.90		0.62	96.40	1.36	2.25
1734/36	T1-C2-C12	4-10	8.87	91.13	2.85	3.63	8.65	23.81	10.16	49.10	18.10	32.90		1.13	93.01	1.38	
2310	T4-C70-C12	0-1	14.01	85.99	8.22	6.68	16.53	30.28	27.11	88.82	6.70	4.48					
2313	T4-C70-C12	1-4	7.6	92.4	3.51	5.82	18.88	36.80	14.32	79.33	11.48	9.19					
2316	T4-C70-C12	4-10	1.18	98.82	2.32	3.70	13.36	23.63	10.49	53.50	30.22	16.28					
2331	T10-C198-C12	0-1	22	78	2.21	3.77	20.34	40.55	21.40	88.27	8.56	3.17					
2332	T10-C198-C12	1-4	4.44	95.56	1.15	2.73	18.18	40.08	21.79	83.93	11.36	4.71					
2333	T10-C198-C12	4-10	1.03	98.97	1.42	2.97	13.97	23.73	10.74	52.83	35.53	11.64					
1701/3	T1-C1-C13	0-1	43.87	56.13	7.73	7.89	12.10	34.05	19.33	81.10	11.80	7.10		3.14	87.84		
1704/6	T1-C1-C13	1-4	18.99	81.01	2.50	4.50	8.29	20.14	9.87	45.30	19.90	34.80		0.38	95.36	1.30	1.20
1707/9	T1-C1-C13	4-10	1.94	98.06	1.96	3.31	6.25	16.06	10.59	38.20	21.60	40.20		0.81	90.00	1.10	
2319	T4-C70-C13	0-1	15.51	84.49	5.05	5.37	15.66	31.04	24.24	81.36	12.14	6.50					
2325	T4-C70-C13	1-4	5.25	94.75	2.62	4.10	13.03	27.88	16.23	63.86	20.59	15.55					
2328	T4-C70-C13	4-10	6.22	93.78	4.00	4.70	12.50	26.66	15.22	63.08	22.99	13.93					
1710/12	T1-C1-C14	0-1	26.33	73.67	4.58	4.32	7.54	15.59	15.67	47.70	2.90	49.40		1.26	93.67		
1713/15	T1-C1-C14	1-4	4.01	95.99	0.85	1.60	4.29	13.57	7.29	27.60	21.90	50.50		0.97	87.15	1.21	1.04
1716/18	T1-C1-C14	4-10	10.25	89.75	1.69	2.86	6.34	16.10	7.11	34.10	9.50	56.30		1.39	94.95	1.15	
1737/39	T1-C2-C14	0-1	55.57	44.53						61.80	38.20	13.90		2.49	87.95		
1740/42	T1-C2-C14	1-4	15.94	84.06						47.90	24.20	27.90		0.75	90.89		
1743/45	T1-C2-C14	4-10	1.93	98.07						51.30	33.50	15.20		2.96	89.90		

DATOS QUIMICOS DE LAS CLASES DE CONDICIONES SUPERFICIALES-BAJO DE LA SUERTE

N°Lab.	Muestra	Prof. (cm)	pH 1:2.5 KCl 1M	pH 1:2.5 H2O	pH 1:1 H2O	CE 1:1 (dS/m)	Cationes solubles (cmol/Kg)				Aniones solubles (cmol/Kg)			
							Ca++	Mg++	Na+	K+	CO3=	HCO3-	SO4=	CL-
1692/94	T1-C1-C11	0-1	7.18	8.13	8.51	0.854	0.11	0.08	0.29	0.08	0.00	0.21	0.13	0.13
1695/97	T1-C1-C11	1-4	6.85	8.03	8.27	0.539	0.10	0.03	0.12	0.06	0.00	0.14	0.30	0.14
1698/0	T1-C1-C11	4-10	6.92	8.43	8.41	0.404	0.02	0.01	0.18	0.02	0.00	0.17	0.17	0.01
1719/21	T1-C2-C11	0-1	7.53	8.46	8.38	1.011	0.06	0.01	0.67	0.02	0.00	0.48	0.14	0.23
1722/24	T1-C2-C11	1-4	7.21	8.62	8.73	0.764	0.01	0.01	0.48	0.03	0.00	0.32	0.18	0.13
1725/27	T1-C2-C11	4-10	7.15	9.01	8.45	0.764	0.01	0.01	0.35	0.01	0.00	0.23	0.05	0.11
2328	T7-C135-C11	0-1	8.13	8.64	7.67	0.923	0.07	0.06	0.35	0.14	0.00	0.59	0.06	0.01
2329	T7-C135-C11	1-4	7.53	8.31	7.27	0.402	0.01	0.01	0.20	0.09	0.00	0.26	0.02	0.02
2330	T7-C135-C11	4-10	8.12	8.87	7.58	0.710	0.01	0.01	0.56	0.02	0.00	0.44	0.00	0.33
1728/30	T1-C2-C12	0-1	7.08	8.2	8.52	0.674	0.01	0.01	0.46	0.01	0.00	0.29	0.15	0.10
1731/33	T1-C2-C12	1-4	6.7	8.82	8.28	0.404	0.01	0.02	0.20	0.01	0.00	0.14	0.08	0.10
1734/36	T1-C2-C12	4-10	7.24	8.19	8.61	0.741	0.03	0.01	0.44	0.01	0.00	0.30	0.16	0.13
2310	T4-C70-C12	0-1	6.93	8.09	8.04	0.226	0.01	0.01	0.13	0.02	0.00	0.13	0.01	0.03
2313	T4-C70-C12	1-4	5.29	8.02	7.6	0.157	0.01	0.00	0.11	0.01	0.00	0.10	0.01	0.02
2316	T4-C70-C12	4-10	6.34	8.37	7.65	0.368	0.03	0.01	0.23	0.02	0.00	0.23	0.03	0.04
2331	T10-C198-C12	0-1	6.12	8.18	7.22	0.651	0.01	0.00	0.46	0.01	0.00	0.21	0.01	0.27
2332	T10-C198-C12	1-4	6.42	8.22	7.06	0.675	0.01	0.01	0.45	0.01	0.00	0.13	0.01	0.33
2333	T10-C198-C12	4-10	7.89	8.84	7.98	3.196	0.03	0.01	1.96	0.01	0.00	0.59	0.36	0.74
1701/3	T1-C1-C13	0-1	6.57	8.07	8.51	0.753	0.01	0.01	0.48	0.01	0.00	0.22	0.17	0.20
1704/6	T1-C1-C13	1-4	6.9	8.47	8.66	0.820	0.01	0.02	0.44	0.02	0.00	0.15	0.17	0.22
1707/9	T1-C1-C13	4-10	7.33	9.2	8.78	2.247	0.01	0.06	1.79	0.01	0.00	0.38	0.17	1.16
2319	T4-C70-C13	0-1	5.21	8.06	7.5	0.224	0.01	0.01	0.17	0.01	0.00	0.15	0.07	0.02
2322	T4-C70-C13	1-4	5.28	8.06	7.47	0.134	0.01	0.01	0.12	0.02	0.00	0.09	0.03	0.01
2325	T4-C70-C13	4-10	4.99	8.13	7.5	0.196	0.01	0.01	0.16	0.01	0.00	0.13	0.03	0.02
1710/12	T1-C1-C14	0-1	6.33	7.77	7.74	4.269	0.03	0.06	2.93	0.02	0.00	0.06	0.99	3.01
1713/15	T1-C1-C14	1-4	6.64	7.8	7.71	8.762	0.08	0.46	6.45	0.02	0.00	0.10	0.07	9.14
1716/18	T1-C1-C14	4-10	7.47	8.03	7.8	*****	0.89	0.06	20.16	0.03	0.00	0.21	1.76	18.33
1737/39	T1-C2-C14	0-1	6.73	7.82	8.19	0.573	0.00	0.01	0.35	0.01	0.00	0.13	0.10	0.22
1740/42	T1-C2-C14	1-4	6.53	7.86	7.97	0.955	0.01	0.02	0.64	0.01	0.00	0.14	0.01	0.53
1743/45	T1-C2-C14	4-10	6.47	8.3	8.05	2.488	0.02	0.01	1.68	0.01	0.00	0.23	0.11	1.44

DATOS QUIMICOS (CONTINUACION)

N°Lab.	Muestra	Prof. (cm)	PSI (%)	RAS	Cationes intercambiables (cmol/K				CIC (cmol/Kg	CaCO3 (g/Kg)
					Ca++	Mg++	Na+	K+		
1692/94	T1-C1-Cl1	0-1	1.84	2.13	5.62	1.69	0.90	1.71	14.01	24.7
1695/97	T1-C1-Cl1	1-4	0.27	1.04	4.73	1.86	0.63	1.91	14.65	10.3
1698/0	T1-C1-Cl1	4-10	3.88	3.59	3.65	1.73	6.11	2.73	19.25	23.6
1719/21	T1-C1-Cl1	0-1	9.64	8.09	6.73	2.08	1.83	2.92	15.50	32.3
1722/24	T1-C1-Cl1	1-4	11.97	10.07	3.29	1.13	2.56	2.08	12.21	29.9
1725/27	T1-C1-Cl1	4-10	10.49	8.80	4.11	1.62	10.64	2.23	23.35	14.3
2328	T7-C135-Cl1	0-1	3.32	3.18	4.13	2.50	0.70	2.53	14.13	22.5
2329	T7-C135-Cl1	1-4	4.81	4.28	3.18	2.05	1.37	3.29	11.85	14.7
2330	T7-C135-Cl1	4-10	14.96	12.78	6.13	2.71	10.05	3.93	26.52	20.5
1728/30	T1-C2-Cl2	0-1	13.11	11.08	2.42	0.84	2.70	0.95	10.41	24.5
1731/33	T1-C2-Cl2	1-4	4.78	4.26	4.60	1.82	11.75	1.78	27.67	15.2
1734/36	T1-C2-Cl2	4-10	8.88	7.46	5.03	1.98	18.50	1.46	33.44	9.2
2310	T4-C70-Cl2	0-1	2.78	2.79	1.93	1.00	1.04	1.64	8.91	31.2
2313	T4-C70-Cl2	1-4	3.63	3.41	2.20	1.05	1.93	1.42	10.65	19.3
2316	T4-C70-Cl2	4-10	3.80	3.53	6.69	3.06	8.73	3.00	33.48	19.1
2331	T10-C198-Cl2	0-1	16.01	13.78	2.14	0.98	1.63	0.96	8.48	26.9
2332	T10-C198-Cl2	1-4	14.21	12.08	4.09	1.39	7.64	1.43	16.74	25.2
2333	T10-C198-Cl2	4-10	31.02	31.34	7.95	1.81	16.82	1.78	33.91	32.4
1701/3	T1-C1-Cl3	0-1	13.44	11.38	3.53	0.97	3.63	1.13	11.51	13.4
1704/6	T1-C1-Cl3	1-4	10.93	9.17	6.72	1.64	12.92	1.77	29.78	3.6
1707/9	T1-C1-Cl3	4-10	22.95	21.05	8.29	1.80	21.93	1.34	38.19	46.3
2319	T4-C40-Cl3	0-1	5.54	4.83	2.10	3.01	1.83	1.78	9.46	32.6
2322	T4-C40-Cl3	1-4	4.03	3.70	3.66	0.92	6.38	2.12	17.07	33.3
2325	T4-C40-Cl3	4-10	5.88	5.09	2.78	1.75	9.16	2.77	28.59	34.7
1710/12	T1-C1-Cl4	0-1	31.07	31.42	5.03	1.38	10.34	1.77	21.46	20.7
1713/15	T1-C1-Cl4	1-4	28.45	27.81	6.58	1.34	22.55	2.21	34.13	14.3
1716/18	T1-C1-Cl4	4-10	48.90	65.75	10.39	3.20	37.20	1.38	42.56	43.6
1737/39	T1-C2-Cl4	0-1	13.10	11.07	2.74	0.78	4.76	0.86	13.38	23.7
1740/42	T1-C2-Cl4	1-4	15.21	13.02	4.92	1.72	13.18	1.22	27.97	5.5
1743/45	T1-C2-Cl4	4-10	32.57	33.60	4.78	2.09	18.99	1.04	37.42	34.4

DATOS QUIMICOS (CONTINUACION)

NºLab.	Muestra	Prof. (cm)	C. org. (g/Kg)	N total (g/Kg)	N disp. (mg/Kg)	P disp. (mg/Kg)
1692	T1-C1-CI1	0-1	11.2	1.9	4.56	14.41
1693			17.7	3.4	4.16	12
1694			18	2.6	5.01	10.56
1695	T1-C1-CI1	1-4	10.4	2.2	4.34	21.26
1696			9.2	2.2	3.82	16.44
1697			10.5	2.2	4	17.44
1698	T1-C1-CI1	4-10	5.9	1.6	2.61	10.91
1699			4.1	2.6	2.92	16.35
1700			10.8	2.3	3.21	4.48
1719	T1-C1-CI1	0-1	1.6	3.1	20.54	10.99
1720			18.1	2.6	4.16	10.89
1721			11.2	2	3.51	16.66
1722	T1-C1-CI1	1-4	7.5	1.4	2.92	20.95
1723			15.2	1.7	4	19.49
1724			8.1	1.4	52.87	7.4
1725	T1-C1-CI1	4-10	3.6	1.3	1.91	7.07
1726			4.3	1.4	2.81	14.04
1727			5.1	1.5	1.46	9
1728	T1-C2-CI2	0-1	5.4	1.2	4.78	3.66
1729			9.2	2.2	7.49	3.6
1730			7.3	1.6	6.75	5.79
1731	T1-C2-CI2	1-4	4.6	1.3	2.13	6.55
1732			3.3	1.5	3.51	7.59
1733			4.4	1.2	3.82	5.93
1734	T1-C2-CI2	4-10	4.3	1.2	2.7	5.25
1735			4.8	1.5	3.37	22.41
1736			3.3	1.5	3.82	26.71
1701	T1-C1-CI3	0-1	5.5	1.8	3.51	4.88
1702			4.3	1.7	3.51	4.41
1703			6.8	1.7	3.82	9.2
1704	T1-C1-CI3	1-4	2.5	1.3	1.75	4.78
1705			2.9	1.5	2.38	4.84
1706			2.7	1.2	2.61	5.57
1707	T1-C1-CI3	4-10	4	1.4	7.04	10.91
1708			3.4	1.4	3.51	8.17
1709			4.5	1.3	3.82	8.12
1710	T1-C1-CI4	0-1	3.2	1.3	12.66	14.25
1711			3.6	1.3	6.48	6.51
1712			2.5	1.2	5.64	4.03
1713	T1-C1-CI4	1-4	3.2	1.1	10.41	6.34
1714			2.4	1.1	13.23	8.62
1715			2.8	1.3	16.3	9.59
1716	T1-C1-CI4	4-10	3.9	1.7	33.18	10.17
1717			6.5	1.4	26.48	7.56
1718			4.4	1.6	2.81	1.06
1737	T1-C2-CI4	0-1	4	1.2	5.01	4.95
1738			3.3	1.7	5.64	4.3
1739			5.2	1.7	5.28	2.71
1740	T1-C2-CI4	1-4	3.3	1.3	2.81	8.17
1741			2.2	1.1	1.98	16.76
1742			3.8	1.2	2.25	11.11
1743	T1-C2-CI4	4-10	5.5	1.2	1.66	22.63
1744			5.4	1.7	2.61	17.28
1745			5.6	1.8	2.47	4.72